

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 145

MARIA BAUMGART-KOTARBA

KSZTAŁTOWANIE  
KORYT I TERAS RZECZNYCH  
W WARUNKACH  
ZRÓŻNICOWANYCH  
RUCHÓW TEKTONICZNYCH  
(NA PRZYKŁADZIE  
WSCHODNIEGO PODHAŁA)

INSTYTUT GEOGRAFII  
100-000 WARSZAWA  
2000-00-00  
ul. Nowy Świat 14, 72

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 145

INSTYTUT GEOGRAFII  
1 PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
Polskiej Akademii Nauk  
Zakład Przeszłości i Przyszłości  
00-330 Warszawa  
ul. Nowy Świat Nr 72

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 145

МАРИЯ БАУМГАРТ-КОТАРБА

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЧНЫХ РУСЕЛ И ТЕРРАС  
В УСЛОВИЯХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТЕКТОНИЧЕ-  
СКИХ ДВИЖЕНИЙ  
(НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ПОДГАЛЯ)

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 145

MARIA BAUMGART-KOTARBA

CHANNEL AND TERRACE FORMATION DUE TO  
DIFFERENTIAL TECTONIC MOVEMENTS  
(WITH THE EASTERN PODHALE BASIN AS EXAMPLE)

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 145

MARIA BAUMGART-KOTARBA

KSZTAŁTOWANIE  
KORYT I TERAS RZECZNYCH  
W WARUNKACH  
ZRÓŻNICOWANYCH  
RUCHÓW TEKTONICZNYCH  
(NA PRZYKŁADZIE  
WSCHODNIEGO PODHAŁA)

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1983

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: JANUSZ PASZYŃSKI  
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: ANDRZEJ WRÓBEL  
CZŁONKOWIE: KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI, ANDRZEJ S. KOSTROWICKI, MIECZYŚLAW  
KLUGE, ADAM KOTARBA, LECH ZAWADZKI  
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Redaktor Wydawnictwa Hanna Jurek

Redaktor techniczny Anna Kowalska

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1983

Printed in Poland

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 83-04-01585-4

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1983.  
Nakład: 800 egz. Objętość: ark. wyd. 12,50, ark. druk. 8,38 + 14 wkl.,  
ark. A<sub>1</sub> - 11. Papier druk. sat. kl. III, 80 g, 70 × 100. Oddano do  
składania 9 V 1983. Podpisano do druku 24 XI 1983. Druk ukoń-  
czono w grudniu 1983. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam.  
2204/83 — U-7. Cena zł 110.—

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	7
Zarysowanie problemu . . . . .	7
Cel pracy i stosowane metody . . . . .	9
Rola ruchów neotektonicznych w ewolucji jednostek morfostrukturalnych Podhala . . . . .	15
Zasięg jednostek morfostrukturalnych w świetle lineamentów satelitarnych . . . . .	15
Etapowy rozwój rzeźby, wyrażony w poziomach grzbietowych Podhala, na północnym skłonie Tatr i południowych skłonach Beskidu Wysokiego . . . . .	21
Rola lineamentów satelitarnych a wykształcenie poziomów na Podhalu	
Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie pionowych ruchów tektonicznych w czwartorzędzie w świetle analizy teras . . . . .	33
Tektoniczne i klimatyczne przyczyny zróżnicowanego wykształcenia teras młodszych od terasy z ostatniego zlodowacenia w profilu Białki . . . . .	41
Stosunek teras młodszych do terasy würmskiej . . . . .	42
Porównawcza analiza teras młodszych od terasy z ostatniego zlodowacenia w dolinie Białego Dunajca . . . . .	54
Współczesne procesy fluwialne i kształtowanie równiny aluwialnej rzeki roztokowej . . . . .	58
Główne cechy zlewni Białki Tatrzańskiej . . . . .	62
Ogólna charakterystyka hydrologiczna Białki . . . . .	65
Analiza materiału korytowego Białki . . . . .	70
Wykształcenie koryta Białki w profilu podłużnym . . . . .	78
Równina aluwialna rzeki roztokowej a mechanizm zmian koryt . . . . .	106
Zróżnicowanie współczesnego modelowania koryt Białki i jego odbicie w wykształceniu równiny aluwialnej roztokowej . . . . .	109
Współczesne tendencje rozwoju dna doliny . . . . .	113
Wnioski ogólne . . . . .	115
Literatura . . . . .	120
Формирование речных русел и террас в условиях движений (на примере восточного Подгалья) — резюме . . . . .	127
Channel and terrace formation due to differential tectonic movements (with Eastern Podhale Basin as example) — summary . . . . .	130



## WSTĘP

### ZARYSOWANIE PROBLEMU

Poznanie i ocena wielkości pionowych ruchów skorupy ziemskiej zarówno pod względem mechaniki rozwoju skorupy ziemskiej, jak i ich wpływu na rozwój rzeźby należą do problemów nurtujących badaczy nauk o Ziemi. Istnienie pionowych ruchów skorupy potwierdzone jest metodami pośrednimi geologicznymi i geomorfologicznymi, a jedyną metodą służącą do bezpośredniego stwierdzania współczesnych ruchów jest metoda powtarzanych niwelacji precyzyjnych.

O tempie i rytmie subsydencji bądź wypiętrzania można wnioskować za pomocą klasycznych metod geologicznych i geomorfologicznych na podstawie tempa sedymentacji bądź analizy wieku piętrowo ułożonych powierzchni zrównań i teras rzecznych. Otrzymywane cyfry mają wartość porównawczych wskaźników statystycznych i są zapewne dalekie od wartości rzeczywistych fizycznych. Im dłuższy okres staje się podstawą szacunków, tym często mniejsze są wartości wskaźników, gdyż abstrahując od błędów w oznaczaniu wieku utworów i form należy pamiętać, że wskaźniki te stanowią średnią dla okresów o zróżnicowanych ruchach i zawierają okresy przerw sedymentacyjnych bądź zastoju w podnoszeniu. Skala geologiczna obejmuje miliony lat. Miąższość sedymentacji w obniżeniach tektonicznych zależy głównie od szybkości subsydencji (Chain 1974), a według Birkenmajera (1978) istotny jest także rodzaj sedymentacji rzecznej, jeziornej lub morskiej. Skala geomorfologiczna wiąże się z wiekiem zrównań i teras. O podnoszeniu świadczy etapowy rozwój rzeźby z fragmentami schodowo rozmieszczonych zrównań i pedymentów oraz teras skalno-osadowych, chociaż tempo wcinania się dolin nie musi być prostym odzwierciedleniem tempa wypiętrzania obszaru. Zarówno zmiany klimatyczne wpływające na reżim fluwialny, rodzaj i tempo denudacji stokowej oraz na dostawę do koryta, jak i mechanizm samego rozcinania — antecendentne odcinki dolin lub erozja wsteczna uwarunkowana zróżnicowaną litologią mogą doprowadzać do opóźnień w rozcinaniu, na co zwracali uwagę Klimaszewski (1950, 1961) i Starkel (1965,

1969, 1978). Konserwujący wpływ gładzowisk moreny czołowej, na rozcinanie pokrywy z ostatniego glaciału stwierdzili w Tatrach Baumgart-Kotarba i Kotarba (1979).

Metody precyzyjnych niwelacji są kosztowne i opierają się na stosunkowo krótkich ciągach czasowych. Eliminacja błędów pomiarowych odgrywa w tych metodach istotną rolę. Wyniki uzyskiwane z tych pomiarów trudno ekstrapolować na dłuższe ciągi czasowe (Schoeneich 1962, Kowalski 1976, Czarnecka 1975). Niemniej rząd wielkości współczesnych ruchów tektonicznych wynosi 1—10 mm/rok. Schumm (1977) podaje, że w obszarach górskich Ameryki Północnej podnoszenie współczesne osiąga 8 mm/rok. Wyższe wartości znane są z ZSRR z obszaru Kaukazu 10—15 mm/rok (Lilienberg, Gobedzihsvili, Koshkina 1973). Gdyby wartości te ekstrapolować na długie okresy czasowe to trudno znaleźć ich potwierdzenie w wysokości gór, np. w ciągu 1 mln lat podniesienie byłoby rzędu 1—10 tys. m. Dlatego wysunięto tezę o oscylacyjnym charakterze ruchów różnego rzędu interferujących z sobą (Chain 1974). Na progowy charakter ruchów tektonicznych zarówno w skali megatektonicznej, jak i neotektonicznej wskazał Fairbridge (1980). W skali megatektonicznej wartość progową obszarów obniżających się (geosynklinalnych) determinuje termiczna energia wnętrza ziemi; subdukcja trwa tak długo aż dochodzi do termicznego roztopiania skorupy ziemskiej. Drugi „próg” stanowi kolizja bloków dająca początek orogenicznym ruchom podnoszącym. Wartość progową w skali neotektonicznej wyznaczają fluktuacje ruchów (Mieszczeriakow 1968a, 1968b, Fairbridge 1980), lecz sama przyczyna ruchów neotektonicznych tkwi według współczesnej teorii w ruchach skorupy ziemskiej kontrolowanych przez grawitacyjne pole Ziemi (Mörner fide Fairbridge 1980).

Oprócz klasycznych metod geomorfologicznych stosowane bywają metody statystyczne analizy głębokości i gęstości rozcięć wypracowane głównie przez geomorfologów radzieckich (Chain 1974; Mieszczeriakow 1968a). Do analizy współczesnych ruchów stosowana bywa analiza statystyczna szerokości den dolinnych (Chain 1974) i analiza porównawcza profilu podłużnego rzeki rzeczywistego i teoretycznego (Zuchiewicz 1979, 1981) oraz analizy facji aluwii. Łamakin przyjmuje, że w obszarach podnoszonych dno dolin wyścielają aluwia facji nurtowej (aluwia wyścielające), w obszarach wginanych — facji równiny zalewowej i przybrzeżnej (aluwia nadścielające), a w obszarach przejściowych tzw. aluwia prześcielające, gdzie udział grubego i drobnego materiału jest równy i przeważa facja przybrzeżna (fide Chain 1974). Badacze radzieccy znajdują również w obszarach wypiętrzanych wzbogacenie w grube frakcje i minerały ciężkie typu magnetyt, ilmenit i rutyl. Analiza miąższości facji rzecznych korytowej i pozakorytowej oraz głębokości zalegania facji pozakorytowej w stosunku do koryt są istotnymi wskaźnikami najmłodszych tendencji tektonicznych (Schoeneich 1962; Chain 1974; Po-

pow 1969). Jednak stosowanie analizy facji aluwiiów jest ograniczone, gdyż rodzaj i wielkość materiału transportowanego przez rzekę zależy od wielu czynników, głównie zaś od rodzaju zwietrzelin dostarczanych do koryt. Dlatego tylko tam, gdzie występuje wyraźne zróżnicowanie facji korytowej i pozakorytowej można rozważać czy miąższość facji pozakorytowej jest wskaźnikiem ruchów tektonicznych.

Poza literaturą radziecką nie udało mi się znaleźć próby rozważań wpływu tektoniki współczesnej na wykształcenie koryt i równin aluwialnych. Schumm (1977) rozpatrywał rolę współczesnych ruchów jako czynnika geologicznego i przypuszcza, że z takimi nierównomiernymi ruchami muszą się wiązać wielkie kaptaze.

Zakładając *a priori*, że podnoszeniu obszaru towarzyszy wcinanie się dolin, można przyjąć, że ocena ruchów tektonicznych działających w przeszłości jest możliwa, chociaż wskaźniki tempa rozcinania (podnoszenia) należy traktować statystycznie, podobnie jak wskaźniki denudacji z  $\text{km}^2$ , tj. nie przypisując im rzeczywistej fizycznej wartości.

W niniejszej pracy postawiłam sobie za cel próbę rozstrzygnięcia czy ze współczesnych form i działalności rzek można wnosić o współczesnych ruchach skorupy ziemskiej. O ile w przeszłości zarysowały się strefy o zróżnicowanej intensywności wypiętrzania i ruchy te nie wygasły, to można oczekiwać jakiegoś odbicia się tych procesów w różnicach wykształcenia nawet najmłodszych teras, a może także w różnicach w zmienności koryt. Opierając się na teorii Chaina (1974) o ruchach blokowych i roli głębokich rozłamów, wydaje się, że odcinki doliny należące do tego samego bloku winny mieć podobne cechy, mimo że procesy fluwialne z natury będą zacierać występowanie „ostrych granic” w profilu podłużnym, zwłaszcza jeśli idzie o terasy.

#### CEL PRACY I STOSOWANE METODY

Celem pracy jest próba znalezienia dowodów wpływów ruchów tektonicznych na kształtowanie koryt i równin aluwialnych oraz na formowanie teras od momentu ustąpienia lodowców i rozcinania pokrywy terasy z ostatniego glaciału. Tak postawiony cel wymagał znajomości zarówno przeszłości geomorfologicznej obszaru, jak i rozpoznania prawidłowości współczesnego formowania koryt i towarzyszących im równin. Dlatego wybrany został teren, który w przeszłości geologicznej odznaczał się zróżnicowanym rozwojem tektonicznym i co do którego istnieją przesłanki, że jeszcze współcześnie takie różnicowanie może wystąpić. Takim obszarem w Polsce jest Podhale — położone w strefie granicznej dwóch głównych jednostek tektonicznych: Karpat Wewnętrznych i Karpat Zewnętrznych. Tu na stosunkowo krótkim profilu południkowym od Tatr przez synklinę fliszu wewnętrznego Pod-

hala, Pas Skalicowy i przylegający do niego od północy flisz zewnętrzny Beskidu Wysokiego zaznaczały się w przeszłości odmienne tendencje tektoniczne do dziś uwidocznione w różnowiekowych elementach rzeźby. Badania skoncentrowano w dolinie Białki Tatrzańskiej, której górna i środkowa część zlewni należały do obszarów podnoszonych w górnym miocenie, pliocenie i w czwartorzędzie, podczas gdy dolna podlegała w tym samym czasie wginaniu. Badania porównawcze były prowadzone w równoległej dolinie Białego Dunajca, przecinającej te same jednostki strukturalne. O tym, że aktywność tektoniczna tego obszaru nie zamarła, świadczą wyniki powtarzalnych precyzyjnych niwelacji geodezyjnych wykonywane w latach 1967—1972 w rejonie Czorsztyna-Niedzicy (Czarnecka 1975, 1981) oraz stwierdzana współczesna sejsmiczność obszaru Podhala i Pienin (Guterch, Lewandowska-Marciniak 1975; Rytlewski 1970). O podnoszeniu się Tatr względem otaczających je od południa kotlin świadczą powtarzalne niwelacje wykonywane w Czechosłowacji (Blažek, Ilradilek 1974; Kvitkovič, Vanko 1972; Kvitkovič, Plančar 1975). Równocześnie z badań geologicznych Niedzielskiego (1965—1966, 1971), związanych z budową zapory na Dunajcu w Niedzicy, wiadomo, że nie tylko w Kotlinie Orawskiej (Watycha 1976) ale i u ujścia Białki Tatrzańskiej do Dunajca w rejonie Dębna-Frydmana występuje zapadlisko tektoniczne wypełnione nie przewierconymi utworami pliocenско-plejstocенскими.

Znalezienie odpowiedniej metody badań stało się podstawowym zadaniem w rozwiązywaniu zarysowanego zagadnienia. Analizując problem wpływów współczesnych procesów endogenicznych na aktualne procesy fluwialne i tworzenie teras, konieczne jest uwzględnienie stref, które w przeszłości stanowiły granice jednostek morfostrukturalnych, stref, w których zmienia się liczba, wysokość i wykształcenie teras czwartorzędowych. Istnieje bowiem duże prawdopodobieństwo, że strefy takie zachowały swoją odrębność współcześnie. Łatwiejsze jest stwierdzenie zróżnicowania przestrzennego ruchów tektonicznych w świetle zróżnicowania dużych jednostek morfostrukturalnych, które stanowią rezultat rozwoju rzeźby w długim okresie, są wypadkową wielocyklicznych tendencji tektonicznych. Im krótszy przedział czasowy, tym trudniej obserwowane zróżnicowanie form terasowych, zwłaszcza młodszych od terasy z ostatniego zlodowacenia, wiązać z przyczynami tektonicznymi. Odnosi się to zwłaszcza do teras osadowych, których powstanie można łączyć także z późnoglacialnymi i holocenскими zmianami klimatycznymi.

O ile aspekt metodyczny analizy rzeźby obszaru, rekonstrukcji zrównań i analiza teras należących do klasycznych zagadnień geomorfologicznych nie budzą wątpliwości, to ich interpretacja tektoniczna, zwłaszcza w sensie wskaźników tempa rozcinania rozważanego jako tempo podnoszenia, jest na pewno w większym stopniu wskaźnikiem statystycznym niż wielkością fizyczną. Datowanie etapów tworzenia rzeźby i stop-

ni terasowych zależy od zachowania się osadów i możliwości ich datowania. Zarówno analiza poziomów grzbietowych, jak i analiza stopni terasowych ma istotne znaczenie w wyróżnianiu obszarów intensywniej lub dłużej dźwiganych.

Z drugiej strony nie można analizować odbicia procesów tektonicznych w rzeźbie równiny aluwialnej towarzyszącej korytu współczesnemu bez rozeznania mechanizmu i rozmiarów współczesnych procesów fluwialnych jako zjawisk modelujących współczesne koryta i równiny nadrzeczne. Białka Tatrzańska na przeważającej części swej długości jest rzeką roztokową uwarunkowaną żwirowo-gruzowym materiałem, dostarczonym do koryta głównie z podcięć erozyjnych teras fluwioglacjalnych i młodych aluwialnych. Mechanizm formowania koryt i łach rzek roztokowych dopiero w ostatnich latach został lepiej poznany i to przede wszystkim odnośnie do rzek piaszczysto-żwirowych (*Modern and Ancient Fluvial Systems*, 1981). Dlatego znaczna część moich badań koncentrowała się na analizie zmian koryt w świetle powtarzalnych zdjęć lotniczych, planów geodezyjnych i map oraz starego planu katastralnego z 1846 r. Bardzo istotna okazała się analiza skutków katastrofalnej powodzi z lipca 1980 r. i ocena roli takiej powodzi w kształtowaniu łóżyska i modelowaniu równiny aluwialnej rzeki roztokowej na tle zmian zachodzących w strefie koryt roztokowych w 6-letnim okresie bezpowodziowym. Porównanie aktualnego stanu koryt i ich zmienności w ostatnich 10 i 20 latach z obrazem zarejestrowanym przed 130 laty pozwoliło zweryfikować mechanizm tworzenia równiny nadrzecznej rzeki roztokowej w różnych przedziałach czasowych.

Uważam, że z punktu widzenia metodyki w prezentowanej pracy istotne jest zachowanie hierarchii w rozpatrywaniu form, osadów i odtwarzaniu mechanizmów procesów w zależności od czasu modelowania zarówno w sensie długości, jak i miejsca w czasie. Skala czasu, w jakiej rozpatruje się dane zagadnienie z jednej strony warunkuje wybór metody, a z drugiej ogranicza zasięg ekstrapolacji wniosków. Na przykład inny zakres metod stosuje się w badaniach teras plejstocénskich, inny w analizach teras holocénskich, a jeszcze inny przy badaniu morfogenetycznej roli powodzi. Również ocena ekstremalności bądź stabilności procesów zależy od długości trwania okresu, który bierzemy pod uwagę. Procesy morfogenetyczne, należące do ekstremalnych w skali życia ludzkiego, można uznać za normalne procesy kształtujące formy w skali trwającego kilka tysięcy lat wilgotnego klimatu holocenu. Problemy związane ze skalą czasu dyskutowane są w tomie „Timescales in Geomorphology” (1980). Czas prowadzenia badań stanowi czynnik limitujący w przypadku analizy współczesnych procesów (Lewin 1980). Ciekawa jest konfrontacja wyników uzyskanych z krótkich serii obserwacji bezpośrednich (4—10-letnich) z danymi historycznymi lub sedymentologicznymi.

Istotne jest także uświadomienie sobie, że w zależności od przyjętej skali czasu zmienia się rola takich czynników jak czas, budowa geologiczna, klimat, szata roślinna, rzeźba, a w przypadku rzek także średni przepływ wody, parametry koryt, parametry przepływu wody i niesionego przez nią materiału. Najlepiej wyrazili to Schumm i Lichty (fide Gregory, Walling 1976) w zestawieniach tabelarycznych, ukazując jak w różnych przedziałach czasu — które nazwano: „geologic”, „modern”, „present” — następują zmiany roli czynników z niezależnych na zależne. Podobnie autorzy ci przedstawili rolę zmiennych parametrów zlewni w kolejno krótszych przedziałach czasu, które ze względu na rolę nazwano: „cyclic”, „graded”, „steady”. Według Schumma (1977) rozwój rzeźby doliny zachodzący w czasie geologicznym wskazuje na określoną tendencję rozwojową nazywaną „cyclic time”.

Literatura podręcznikowa geomorfologiczna została wzbogacona w ostatnich latach o wiele pojęć, które rozpracowano głównie w literaturze angielskiej i amerykańskiej wiążących się z zagadnieniem skali czasowej. Do takich pojęć należą: pojęcie względności zmienności i stałości form i kształtujących je procesów, pojęcie równowagi procesów określane jako „graded” i przeciwstawne mu pojęcie kierunkowego rozwoju „cyclic”, pojęcie wartości progowych w geomorfologii (threshold) i wyróżnienie progów zewnętrznych i wewnętrznych (extrinsic and intrinsic), (*Timescales in Geomorphology*, 1980, *Process in Geomorphology*, 1979, *Thresholds in Geomorphology*, 1980, *The Fluvial system* — Schumm, 1977).

Wnioski odnoszące się do tworzenia się form i osadów muszą określać skalę czasu, do jakiej się odnoszą. Ekstrapolacje zaś, im dalej wybiegają w czasie w stosunku do przedziału czasowego, dla którego były szacowane, tym są mniej prawdziwe. Samo pojęcie „stały” (stabile) jest względne, gdyż może odnosić się do „steady state” z fazy powodzi, ale może też odnosić się do stałości „graded time”, a nawet do stałości w sensie ogólnych praw geologicznych. Dlatego niemieszanie pojęć związanych z różnej długości przedziałami czasowymi (timescales) jest bardzo istotne, zwłaszcza w rozważaniach dotyczących zarówno dalekiej, jak i bliższej przeszłości, a nawet teraźniejszości.

W prezentowanej pracy rozważane są 3 różne skale czasowe: neotektoniczna, współczesna i aktualna. Do ruchów neotektonicznych w przypadku Karpat Wewnętrznych można zaliczyć pierwsze postorogeniczne ruchy występujące w okresie badenu, który dał strukturalne założenia obecnej rzeźby (Wójcik, Zuchiewicz 1979), a następnie sarmatu, pliocenu i czwartorzędu. Do ruchów współczesnych zaliczam te, które zachodziły w okresie ostatnich 10—15 tys. lat, a więc ruchy, jakie można wiązać z okresem postglacjalnym, który trwa. Natomiast ruchami aktualnymi teraźniejszymi nazywam ruchy, które można potwierdzić obserwacjami historycznymi, przez sytuację zarejestro-

waną na mapach, planach, przez powtarzalne obserwacje niwelacji, a ostatnio powtarzalne precyzyjne pomiary odległości. Ruchy nazwane tu aktualnymi obejmują w przypadku Podhala okres ostatnich 150 lat.

Okres neotektoniczny wiązany bywa z postorogenicznym etapem cyklu orogenicznego, a więc tektonikę blokowo-uskokową dającą w rezultacie rozwój rzeźby przez stopniowe wypiętrzanie i równoczesną denudację, formowanie rowów przedgórskich i obniżen tektonicznych z molasami (Oberc 1981). Skalę neotektoniczną można więc paralelizować z przedstawioną na wstępie skalą geomorfologiczną, z rozwojem cyklicznym (cyclic time). Współczesnymi ruchami tektonicznymi nazywa się ruchy potwierdzone metodami geodezyjnymi (Chain 1974; Kowalski 1973; Wójcik, Zuchiewicz 1979). Stosując różne skale czasowe (10—15 tys., 136 lat, 50 lat, 20—30 lat, 6—7 lat) w analizie kształtowania teras, równin i koryt rzecznych zdecydowałam się na rozróżnienie ruchów współczesnych (1—15 tys.) od aktualnych w sensie „present-day” (1—2 tys. lat).

W części pierwszej przedstawione zostały główne cechy rzeźby związane z neotektonicznym rozwojem obszaru: 1) zasięg jednostek morfostrukturalnych w świetle lineamentów satelitarnych, 2) etapowy rozwój rzeźby wyrażony w poziomach grzbietowych świadczących o przestrzennym różnicowaniu tendencji neotektonicznych w głównym okresie rzeźbotwórczym (górnym miocen, pliocen, dolny czwartorzęd), 3) przestrzenne i czasowe różnicowanie pionowych ruchów tektonicznych w świetle analizy teras czwartorzędowych.

W drugiej części przedstawiono wykształcenie dna doliny Białki Tatrzańskiej, a więc powierzchni młodszych od terasy z ostatniego zlodowarcenia i zasięg równiny aluwialnej w odcinkach profilu podłużnego Białki. Przeprowadzono porównanie z wykształceniem teras młodszych w dolinie Białego Dunajca. Na formowanie dna doliny mogły mieć wpływ współczesne ruchy tektoniczne.

W części trzeciej na tle charakterystyki hydrologicznej zlewni przedstawiono charakterystykę koryt i współczesne modelowanie koryt i równiny aluwialnej w świetle 7-letniego okresu obserwacji bezpośrednich oraz analizy zdjęć lotniczych, wykonanych przed i po powodzi 1980 r. Połkreślona została rola rzeźbotwórcza katastrofalnych powodzi w modelowaniu koryt roztokowych i prawidłowości formowania równiny aluwialnej rzek roztokowych. Dokonano próby weryfikacji uzyskanego obrazu aktualnego kształtowania równiny aluwialnej i zmian koryt w świetle planów geodezyjnych i starych zdjęć lotniczych, a więc w latach 1958—1981 oraz w okresie 130 lat (plan katastralny).

W części wnioskowej dokonałam próby oceny, w jakiej mierze z analizy kształtowania równiny aluwialnej i najmłodszych teras można wnieść o współczesnym, a nawet aktualnym, różnicowaniu wpływów endogenicznych na działalność rzeki. Wiele wniosków odnośnie do mecha-

nizmu kształtowania koryt roztokowych można porównywać z istniejącą literaturą.

Praca realizowana była w okresie 1976—1980 w ramach problemu MR.I.16. Geodynamika obszaru Polski jako zadanie badawcze 11.5.4. „Analiza kształtowania koryt i równin terasowych we wschodniej części Podhala w zróżnicowanych warunkach tektonicznych”. Podjęcie tego zadania zawdzięczam prof. dr. Leszkowi Starkłowi, kierownikowi Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn. W okresie 1981—1982 kontynuowałam prace zwłaszcza w zakresie współczesnego kształtowania koryt roztokowych w ramach problemu MR.I.25 Przemiany środowiska geograficznego Polski jako zadanie badawcze 04.2.3. — „Fotointerpretacyjne metody w badaniach ewolucji i współczesnych zmian den dolin górskich”.

## ROLA RUCHÓW NEOTEKTONICZNYCH W EWOLUCJI JEDNOSTEK MORFOSTRUKTURALNYCH PODHAŁA

### ZASIĘG JEDNOSTEK MORFOSTRUKTURALNYCH W ŚWIELE LINEAMENTÓW SATELITARNYCH

Zróznicowanie przestrzenne i czasowe pionowych ruchów tektonicznych wyraża się w rzeźbie, a ciągi zdarzeń można rekonstruować na podstawie analizy osadów wypełniających obniżenia. Jednostki morfologiczne dowiązujące do struktury geologicznej, zwane jednostkami morfostrukturalnymi, są efektem wzajemnego oddziaływania sił endo- i egzogenicznych w okresie od ostatniego ustąpienia mórz w strefie fałdowań alpejskich. Trudno oszacować precyzyjnie, kiedy rozpoczął się rozwój rzeźby, ale wiadomo, że obecne zróznicowanie rzeźby jest rezultatem długotrwałego oddziaływania procesów rzeźbotwórczych. W literaturze odróżnia się ruchy neotektoniczne od współczesnych procesów tektonicznych, chociaż ich rozróżnienie, a zwłaszcza sprawa początku ruchów neotektonicznych, jest dyskusyjne (Wójcik, Zuchiewicz 1979; Kowalski 1976; Ruhle 1973; Lilienberg, Boulanger 1973).

Jednostki morfostrukturalne systemu alpejskiego są przede wszystkim efektem oddziaływania procesów tektonicznych postorogenicznych, jakie wystąpiły po fazie fałdowań (Oberc 1981), a współczesne procesy tektoniczne najczęściej stanowią kontynuację wcześniej stwierdzanych tendencji, chociaż znane są przypadki niezgodności okresowo stwierdzanych procesów tektonicznych (Lilienberg *wiad. ustna*, Fairbridge 1980).

Zarówno występowanie jednostek morfostrukturalnych, jak i statystyczna analiza parametrów rzeźby: gęstości rozcięć, izobaz, goniobaz, izolong — wykonanych ostatnio dla dorzecza Dunajca przez Zuchiewicza (1981) — świadczą o zróznicowaniu ruchów neotektonicznych, ale nie można na podstawie tych danych wnosić o ruchach współczesnych.

Analiza zdjęć satelitarnych dzięki wykrywaniom fotolineamentom stanowi dodatkowe źródło informacji o tektonice obszaru. W świetle obecnej wiedzy i nagromadzonych doświadczeń (Halbouty 1976; Sesoren, Van der Meer Mohr 1976; Donker, Meijerink 1977; Ostaficzuk 1978; Bazyński 1982) nie można jednoznacznie stwierdzić, w jakim stopniu wykrywane ciągi są związane z bierną bądź czynną rolą struktur geolo-

gicznych powierzchniowych, a nawet wglębnych. Jednak uwzględnienie obrazu satelitarnego jest niezbędne, szczególnie wobec poglądów, że poza prostolinijnymi elementami dowiązującymi do granic litologicznych przeważać mają strefy współcześnie aktywne, często reaktywowane. Przyjmuję, że w sytuacji, gdy jednostki morfostrukturalne są ograniczone fotolineamentami, linie te mogą stanowić strefy, wzdłuż których wystąpiły ruchy pionowe lub skośne nasuwcze (uskoki odwrócone). Mapy geologiczne pozwalają na weryfikowanie tej tezy. Istnieją jednak wyraźne ciągi fotolineamentów, które nie znajdują odbicia na mapach geologicznych i wtedy zdjęcie satelitarne staje się dodatkowym źródłem tworzenia hipotez, które można weryfikować w świetle dowodów natury geomorfologicznej.

Podhale stanowi kotlinę śródgórską usytuowaną w strefie szwu tektonicznego między Karpatami Zewnętrznymi i Wewnętrznymi. Znajduje się ono w najbardziej wysuniętej na północ części łuku Pasa Skalicowego. Pas Skalicowy, w interpretacji Birkenmajera (1976b), na południowy wschód od miocenkiego wulkanu Wżaru stanowi krawędziowy twór płyty pannońskiej, związany z kompresją w strefie subdukcji płyty euroazjatyckiej. Autor ten podkreśla położenie Pasa Skalicowego w tym odcinku na przedłużeniu uskoku Odry. Pozycja utworów neogenu wyścielającego obniżaną część Podhala — Kotlinę Orawsko-Nowotarską — przypomina Kotlinę Wiedeńską (Watycha 1976, Odrzywolska-Bieńkowska 1976)<sup>1</sup>.

Morfologicznie północny skłon Podhala stanowi Beskid Wysoki, a Tatry ograniczają je od południa (Klimaszewski 1946; 1950/51; 1972). Klimaszewski wyróżnił w obrębie Podhala następujące jednostki morfologiczne: 1) Rów Podtatrzański, 2) Pogórze Gubałowskie z Magurą Orawską między Orawą a Czarnym Dunajcem, Działem Gubałówki między Czarnym a Białym Dunajcem i Działem Bukowiny między Białym Dunajcem a Białką, 3) Pas Skalicowy (nazwany północną ramą Pogórza Gubałowskiego), 4) Kotlinę Orawsko-Nowotarską oraz 5) Dział Orawskie (podnóże pasma Babiej Góry). Klimaszewski (1950/51; 1972) przyjmuje diktyogeniczny charakter ruchów górotwórczych, które spowodowały skośne wypiętrzenie Tatr i Pogórza Gubałowskiego oraz od północy Beskidów i Działów Orawskich przy równoczesnym wginięciu Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Kotlina Orawska według Klimaszewskiego (1972) posiada cechy mało przeobrażonej kotliny tektonicznej, a dno Kotliny Nowotarskiej było kształtowane przy współudziale procesów erozyjnych.

<sup>1</sup> Autorka używa terminu Kotlina Orawsko-Nowotarska za Klimaszewskim (1946, 1950/51) dla całego obniżenia między Pasem Skalicowym a Beskidem Wysokim. W szczegółowych rozważaniach traktuję osobno Kotlinę Orawską a osobno Nowotarską oraz część tej ostatniej, czyli Zapadlisko Frydman-Dębno, rozpoznane dzięki wierceniom przez Niedzielskiego (1971).

Przebieg lineamentów wydzielonych na zdjęciu satelitarnym ERTS E — 2155 — 08521 z 21 czerwca 1975 (fot. 1) został przeanalizowany na tle mapy geologicznej Czechosłowacji 1 : 500 000 (1963) i mapy tektonicznej Czechosłowacji 1 : 1 000 000 (1960) oraz porównany z *Przeglądową mapą geomorfologiczną Polski 1 : 500 000* (ark. Cieszyn — L. Starkeł 1980) i mapą jednostek morfologicznych Czechosłowacji (Demek 1977). Ponieważ Podhale i Tatry należą do Karpat Wewnętrznych, dlatego celowa wydała się analiza elementów tektonicznych i morfostrukturalnych z większego obszaru Zachodnich Karpat Wewnętrznych. Zwłaszcza w świetle nowych hipotez — modeli tektoniki łuku karpacciego Ney'a (1976), Birkenmajera (1976b), Sikory (1976a, b) i Książkiewicza (1977) — wydaje się celowe spojrzenie na należącą do Polski część na tle całości Karpat Wewnętrznych, z którymi są ściśle powiązane.

Układ jednostek morfostrukturalnych: kotlin śródgórskich — Orawsko-Nowotarskiej, Liptowskiej, Popradzkiej, Żylińskiej i Turczańskiej, wysoko podniesionych masywów górskich Tatr i Niżnych Tatr, Małej i Wielkiej Fatry, Choczu i Braniska oraz zwartych fliszowych obszarów górskich powstałych z rozczłonkowania mniej podniesionych serii fliszu wewnętrznego Skoruśniaka, Magury Orawskiej i Spiskiej, Pogórza Gubałowskiego i Levočkich Wierchów dowiązuje do uskoków i nasunięć związanych głównie z fazą styryjską. Birkenmajer (1976b) przyjmuje hipotetycznie w zachodniej Słowacji rotację zgodną z ruchem wskazówek zegara od permu rzędu  $45^\circ$  i  $20^\circ$  rotację w kierunku niezgodnym z ruchem wskazówek zegara, wzdłuż prawoskrętnego przesuwczego uskoku, która wystąpiła w pierwszej fazie erupcji andezytowej Wżaru, ale przed fazą drugą.

Obraz linii otrzymanych z analizy obrazu satelitarnego w skali 1 : 250 000 (uzyskanego z powiększenia oryginalnej kliszy 1 : 1 000 000) jest skomplikowany<sup>2</sup>. Opierając się na doświadczeniach zdobytych w International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences, pod kierunkiem dr. A. M. Meijerinka i dr. N. H. Donkera, przyjąłam metodę „drobnych kreseczek”, a nie interpretację „grubych linii” zwanych w literaturze polskiej trendami. Linie — drobne kreseczki — są rzeczywistymi, które widać na zdjęciu satelitarnym. Wszelkie grube linie łatwe do wykreślenia ze zdjęć satelitarnych szczególnie w skalach 1 : 1 000 000 (często uzyskanych z powiększeń klisz 1 : 3 000 000) są już interpretacją obciążoną subiektywizmem. Wiadomo, że wyrazistość linii zależy od pory roku (zmiana kąta padania promieni słonecznych), stanu wegetacji, zmętnienia i wilgotności atmosfery. Dyskusja nad sensem fizycznym lineamentów (linear features), fotolineamentów, odczytywanych ze zdjęć

<sup>2</sup> Z braku miejsca nie zamieszczam fotointerpretacji wykonanej dla całego obrazu satelitarnego i zestawionej na tle uproszczonej mapy geologicznej z elementami tektoniki. Zamierzam opublikować ją w osobnej pracy.

satelitarnych jest długa (Sesoren, van der Meer Mohr 1976; Kvet 1979; Bazyński 1982; Baumgart-Kotarba 1982). Ograniczę się tylko do próby merytorycznej interpretacji regionalnej, choć często geolodzy-tektonicy zapatrują się na nie sceptycznie.

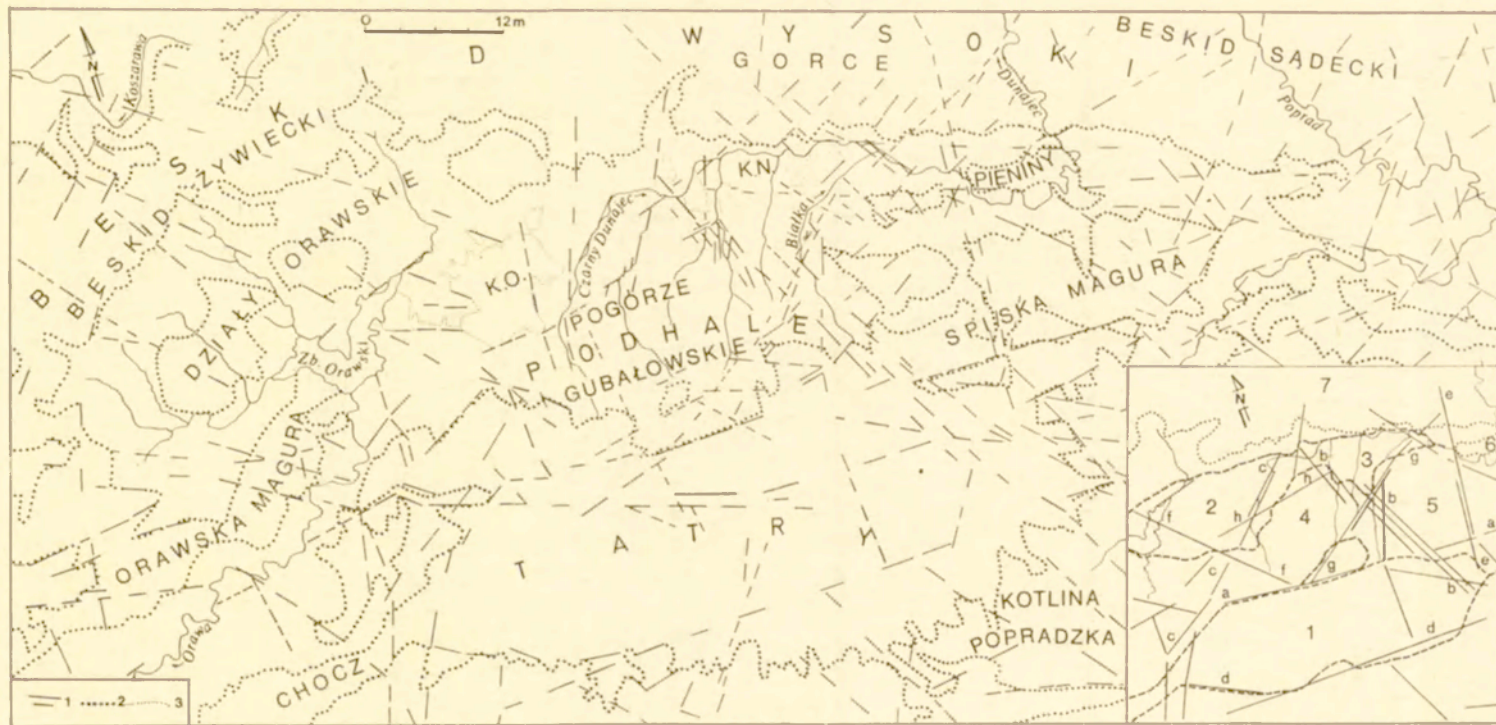
Główne linie uskoku i nasunięć znane z map są widoczne na zdjęciu satelitarnym. Jednak rysują się też liczne ciągi nie uwidocznione na mapach. Trzeba dodać, że mapy z lat 1963 i 1960 różnią się miejscami dość istotnie, gdy wziąć pod uwagę linie uskoku i ich charakter. Jeszcze nieco inny przebieg linii tektonicznych znaczy Pécsi (1977, 1979) na mapie geomorfologicznej dorzecza Dunaju. Ciekawe są liczne ciągi o kierunkach zbliżonych do południkowego, które mają związek z młodszymi erupcjami wulkanicznymi bazaltów i tufów w południowej części sceny. Zwraca uwagę nagromadzenie linii zbliżonych do kierunku grzbietów Tatr Bielskich, stanowiących przedłużenie na NW i SE wschodniej granicy masywu tatrzańskiego, następnie od miejscowości Levoča i Spisskie Predhradle zmieniających kierunek na południowy do zbiegu Hornadu z Sajo. Podobne nagromadzenie linii „obcina” Tatry wraz z Podhalem od zachodu na linii Czarny Dunajec—Osobita—Chocz. W ten sposób Tatry z fliszowym Podhalem w planie przypominają wachlarz, którego duży łuk tworzy system uskoku składających się na południowe nasunięcie Tatr na flisz Kotlin Liptowskiej i Popradzkiej (ryc. 1). Nasadę wachlarza stanowi strefa od Domańskiego Wierchu po Maruszyń, a więc odosobnione wychodnie Pasa Skalicowego koło Rogoźnika. Po zewnętrznych stronach tego wachlarza znajdują się trójkątne kotliny Orawska od zachodu i Nowotarska od wschodu (ryc. 1). Na uwagę zasługują też linie odchodzące od przełęczy Glinne, oddzielającej Beskid Żywiecki od Pasma Babiogórskiego, które nie wchodzi w Tatry, lecz „odbijają się” w rejonie Rowu Zakopiańskiego, ku NE przyjmując kierunek ujściowego odcinka Białki Tatrzańskiej. Te ostatnie linie obrzeżają od zewnątrz trójkątne kotliny. Ponadto wyróżnić należy lineament północnego obrzeżenia Tatr, którego przedłużenie ku zachodowi widoczne jest dobrze na sąsiednim zdjęciu satelitarnym aż do Gottwaldowa (150 km na zachód od Tatr). Przedłużenie ku wschodowi ogranicza od południa Spiską Magurę i ciągnie się około 40 km na wschód od Tatr, gdzie trafia w charakterystyczne kolano Popradu między Plavec i Muszyń, w miejscu gdzie Poprad przełamuje się przez strefę Pasa Skalicowego. Na lineament ten zwrócił uwagę Ostaficzuk (1978), analizując zdjęcie satelitarne E—1466-09071-501 z 1973 r. Uznał, że przedłużenie na zachód od Tatr nawiązuje do granicy nasunięcia magurskiego. Przypuszczam, że lineament ten stanowi istotnie ważną linię strukturalną Karpat, zaburzoną jednak w strefie megalineamentu południkowego Ostaficzuka (wiad. ustna) dowiązującego do linii: Dunaj koło Budapesztu—Kotlina Turczańska—uskok brzeżny Beskidu Śląskiego nad Kotliną Żywiecką. Zaburzenie to widać w przesunięciu przebiegu Pasa Skalicowego między Żyliną

a Dolnym Kubinem na Orawie. Lineament północnego obrzeżenia Tatr wymaga osobnej pracy. W rejonie Tatr i Podhala potwierdzenie istnienia lineamentu można znaleźć jedynie w pracy Piotrowskiego (1978). Autor ten przyjmuje rotacyjny charakter północnego brzegu Tatr, który stanowiłby zawias, względem którego dźwigane były Tatry na uskoku południowym, a którego powierzchnia zapada ku północy. Fleksuralny charakter północnego brzegu Tatr przyjmował Książkiewicz (1972), a Gołąb (1959) koło Jaszczurówki i wylotu doliny Białego stwierdził występowanie uskoków równoległych do brzegu Tatr.

Przywiązuję wagę do strefy linii prostopadłych do lineamentu północnego obrzeżenia Tatr. Wiązka linii zaczyna się w NE narożniku Tatr Bielskich, biegnie wzdłuż wschodniego obrzeżenia Kotliny Żdziaru i dalej ku północy w rejonie przełomu Dunajca między Niedzicą a Zamkiem w Czorsztynie ku Dolinie Kluszkowianki i górze Wżar, który to wulkan zdaje się przynależeć do tej strefy tektonicznej. Niewykluczone, że strefę południkowych linii można wiązać z poziomymi deformacjami starszych równoleżnikowych dajek, stwierdzanymi przez Birkenmajera (1979). W takiej sytuacji lineament północnego brzegu Tatr wydaje się głębiej zakorzeniony, a może i starszy. Z kolei lineamenty ramion wachlarza Tatr i Podhala fliszowego zdają się przecinać linię północnego brzegu Tatr. Może to wskazywać bądź na wcześniejsze założenia tych skośnych linii względem równoleżnikowego lineamentu, bądź na ich późniejszą reaktywację, chociaż na pewnych odcinkach.

Morfologiczna rola wymienionych głównych ciągów fotolineamentów jest istotna, gdyż obrzeżają one główne elementy morfologiczne; Tatry i Skalne Podhale (czyli Pogórze Gubałowskie między Czarnym Dunajcem i Białką), wyznaczają kształt Kotlin Orawskiej i Nowotarskiej, z przylegającą do niej od południa strefą niskich garbów między Szafarami i Trybszem (ryc. 1). Spiska Magura wraz z pasmem Hombarku i Braniska, należącymi do Pasa Skalicowego, stanowi odrębny element morfostrukturalny, od wschodu ograniczona wspomnianą południkową linią Wżaru. Poza tą linią znajduje się wschodnia część Spiskiej Magury ograniczona od południowego wschodu przedłużeniem brzeżnego uskoku tatrzańskiego.

Z pewnością można potwierdzić, że wyraźne ciągi lineamentów ograniczają mozaikowo występujące jednostki geomorfologiczne Karpat Wewnętrznych. Określenie roli tych lineamentów jest trudne, gdyż wzdłuż danego ciągu można obserwować na przemian jednostki podnoszone i obniżane w eocenie (Radomski 1958, Roniewicz 1969), a przede wszystkim wskutek dyslokacji i nasunięć młodszych. Trudno w tym miejscu rozważać model tektoniki tej części Karpat w świetle danych satelitarnych. W dalszym ciągu postaram się zweryfikować wyróżnione główne linie tektoniczne w granicach Podhala i u północnego brzegu Tatr



Ryc. 1. Wybrana część interpretacji zdjęcia satelitarnego ERTS E-2155-08521, z dnia 26 czerwca 1975 r., z jednostkami morfostrukturalnymi

1 — ciągi fotolineamentów, 2 — zasięgi kompleksów leśnych uwarunkowanych występowaniem stromych stoków i podmokłości w kotlinach (bory), 3 — zasięgi torfowisk. Aneks — interpretowane główne ciągi fotolineamentów na tle głównych jednostek morfostrukturalnych: 1 — Tatry, 2 — Kotlina Orawska, 3 — Kotlina Nowotarska, 4 — Pogórze Gubałowskie, 5 — Pogórze Spiskie, 6 — Pieniny, 7 — Beskid Wysoki; a—a lineament północnego brzegu Tatr, b—b lineament wschodniego brzegu Tatr Bielskich, c—c lineament zachodniego brzegu Tatr—Chocz—Czarnego Dunajca, d—d uskoki południowo-tatrzańskie, e—e lineament Wzaru, f—f lineament przełęczy Glinne oddzielający Beskid Żywiecki od Pasma Babiogórskiego, g—g lineament Rowu Zakopiańskiego i ujściowego odcinka Białki

Chosen fragment of interpretation of the satellite image ERTS E-2155-08521 of July 26, 1975, with morphostructure units

1 — lineaments, 2 — limits of forest complexes combined with steep slopes and swamps in the Orawa—Nowy Targ Basin, 3 — limits of the peat bog. Annex — An interpretation of main lineaments on the background of the main morphostructure units: 1 — The Tatra Mts, 2 — The Orawa Basin, 3 — The Nowy Targ Basin, 4 — The Gubałowska Upland, 5 — The Spisz Upland, 6 — The Pieniny Mts, 7 — The Beskid Wysoki Mts, a—g important lineaments

w świetle analizy poziomów grzbietowych i czwartorzędowych poziomów terasowych.

Porównanie kierunków lineamentów z rozkładem spękań fliszu na Podhalu (Boretta-Onyszkiewicz 1968; Mastella, Mizerski 1977; Mastella, Ozimkowski 1979) wskazuje na dużą zgodność.

#### ETAPOWY ROZWÓJ RZEŻBY, WYRAŻONY W POZIOMACH GRZBIETOWYCH PODHAŁA, NA PÓŁNOCNYM SKŁONIE TATR I POŁUDNIOWYCH SKŁONACH BESKIDU WYSOKIEGO

Przeprowadzona została próba syntetycznego spojrzenia na wykształcenie poziomów grzbietowych (Baumgart-Kotarba 1974) w obrębie Podhala i poszukiwania ich powiązań z poziomami w Tatrach, rekonstruowanymi na podstawie wyrównanych wierzchowin grzbietów i nieodmłodzonych, zawieszonych górnych części dolin. Poziomy grzbietowe Podhala z kolei porównano z wyrównanymi poziomami grzbietów na południowym skłonie Pasma Babiogórskiego, Działów Orawskich, Bramy Sieniawskiej, Górców i Lubania. Analizę przeprowadzono wzdłuż profilu trzech głównych dolin odwadniających ku północy Tatry i Podhale: Czarnego Dunajca, Białego Dunajca i Białki.

Profil rzeki, podobnie jak spłaszczenia i grzbiety z Podhala i Tatr, rzutowano na oś południkową dolin, korzystając z mapy topograficznej 1:100 000 (ryc. 2). Wykorzystano tu doświadczenia z analizy profili grzbietowych Beskidów, gdzie stwierdzono, że stoki o wysokości 150—200 m oddzielają kolejne, niższe poziomy grzbietowe. Powstanie tych poziomów grzbietowych tłumaczono etapowym rozwojem rzeźby Karpat, a nie różnicami odporności, gdyż poziomy te i stopnie zachowały się w osi ciągów odpornych kompleksów piaszczystych (Baumgart-Kotarba 1974).

Układ piętrowy grzbietów i garbów Podhala wyciętych w mało zróżnicowanym pod względem odporności materiale fliszowym warstw chochołowskich świadczy o konsekwentnym rozcinaniu przedpola Tatr. W tej sytuacji poziomy grzbietowe Podhala także świadczą o etapowym rozwoju rzeźby. Wyjątek stanowią kuestowe grzbiety Galicowej Grapy i Gubałówki, wznoszące się nad subsekwentnymi obniżeniami Doliny Porońca i Rowu Zakopiańskiego, wypreparowanymi w zakopiańskich lupkach.

Obraz rekonstruowanych poziomów grzbietowych (ryc. 2) odbiega od stosunkowo prostego schematu wypracowanego przez Klimaszewskiego (1950, 1950/51, 1972). Klimaszewski (1950, 1959) w Tatrach Wysokich w obszarze źródłowym Białej Wody wyróżnił trzy główne etapy zrównywania: III. najwyższy 2000—2200 m npm. (badeński?), II. spłaszczenia 1800—1860 m npm. (sarmacki?) i I. najniższy pontyjski, ścina-

jący serie reglowe na wysokości 1300—1400 m npm., a w głębi gór: zachowany jako dna zawieszonych dolin na wysokości 1540—1620 m npm. Poziom I nazwał pogórskim, widząc jego przedłużenie w spłaszczeniach Pogórza Gubałowskiego i stwierdzając jego wgłębienie w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Poziom pogórski na Podhalu uważa za dolnoplioceniński jako ścinający górnortortonńskie (Szafer 1952) osady rzeczne Domańskiego Wierchu. Dodatkowym elementem datowania tego poziomu przez Klimaszewskiego (1950/51, 1972) stał się fakt, że środkowopliocenińskie utwory Mizernej, Krośnicy, Potoczków i Grywałdu występujące w dołkach rozczłonkowujących garby południowych skłonów Gorców, musiały pochodzić z okresu po rozcięciu poziomu pogórskiego.

Analiza poziomów grzbietowych i zawieszonych odcinków dolin Tatr wskazuje, że na północnym skłonie Tatr w dorzeczu Białki i Białego Dunajca można dopatrywać się śladów schodowo wykształconych zrównań i wnikających wzdłuż dolin odpowiadających im spłaszczeń pięciu niepełnych cykli, którym przypisałam numerację rzymską I—V, od najstarszego do najmłodszego. Wyjątkowo w Tatrach Zachodnich poniżej poziomu V w systemie Doliny Chochołowskiej i Kościeliskiej można wyróżnić poziom niższy Va i poziom VI, który można wiązać z poziomem 1000 m na Pogórzu Gubałowskim nazwanym poziomem A (VI poziom w Tatrach = A na Podhalu).

Istotne jest powiązanie poziomów I—VI z Tatr z poziomami A, B, C, D wyróżnionymi na Podhalu. Otóż w świetle przedstawionych profili wydaje się, że występujący w Tatrach poziom V, obniżający się z wysokości 1300—1200 m npm. u brzegu Tatr nad Rowem Podtatrzańskim, ma przedłużenie w kulminacjach kuestowych grzbietów Cyrli nad Białką (1157 m), Gubałówki (1123 m), Palenicy (1198 m) i Magury Orawskiej (1230 m npm.). Poziom ten powszechny jest w Magurze Spiskiej w wyrównanych grzbietach wysokości 1216—1198 m npm.

W obrębie fliszu Podhala na wododzielnych grzbietach najlepiej rozwinięty jest poziom grzbietowy 1000 m npm. (poziom A), którego przedłużenie u brzegu Tatr można znaleźć na wysokości 1100 m npm. w Tatrach Zachodnich (poziom VI) i 1160 m npm. na rozległym spłaszczeniu Hurkotnego nad Białką (okryte pokrywą fluwioglacjalną lub morenową).

Niższe poziomy wyróżnione na Podhalu — B i C wnika od północy, świadcząc o rozcinaniu i etapowym dojrzewaniu rzeźby (ryc. 2, 3). Spłaszczone garby poziomu B opadają ku północy 1000—860 m npm., a garby związane z poziomem C 940—770 m npm. W dorzeczu Białego i Czarnego Dunajca można wyróżnić jeszcze niższy poziom D, który reprezentuje wierzchowina Domańskiego Wierchu — 740—750 m npm. Poziom ten w dolinie Białego Dunajca opada ku północy 730—680 m npm. nad Szaflarami, gdzie „zlewa się” z poziomem akumulacji glaci-fluwalnej, uważanej za mindelską przez Halickiego (1930) i Klimaszewskiego (1961). Ostatnio Birkenmajer i Stuchlik (1975) znaleźli dowody

na występowanie utworów starszych wypełniających zagłębienia kraśowe, które zostały po złożeniu wyruszone tektonicznie ze swego horyzontalnego pierwotnego położenia. Na wysokości 740 m n.p.m. na garbach Gronia w dolinie Białki znajdują się rezydwa pokryw fluwialnych uważanych również za mindelskie (Baumgart-Kotarba 1978). Jeżeli wiek pokrywy znajdującej się 100 m nad Białką w Groniu i 60 m nad Białym Dunajcem w Bańskiej byłby jednakowy (mindelski), to można by przyjąć, że obszar znajdujący się na południu był intensywniej podnoszony w okresie przed złożeniem pokrywy terasy mindelskiej i tylko w strefie brzeżnej Skalnego Podhala, w części przylegającej od południa do Pasa Skalicowego, doszło do złożenia pokrywy mindelskiej na wysokości poziomu D w przypadku Białego Dunajca i poziomu C w przypadku Białki (ryc. 3), co przypomina system nakładania się stożków na różne elementy tektoniczne na przedpolu Vyhorlatu (Kwitkovič 1961). W takim razie również poziom garbów Domańskiego Wierchu byłby premindelski, mimo że znajdują się na nim rezydwa pokrywy fluwialnej z Tatr. Jeśli pokrywa położona 100 m nad Białką, 60 m nad Białym Dunajcem i zaledwie 40–50 m nad Czarnym Dunajcem jest równowiekowa (mindelska?), to różnica w głębokości jej rozcięcia wynika z różnicy w wysokości bazy erozyjnej prawie o 100 m niższej w przypadku Białki w stosunku do Czarnego Dunajca. Dlatego tylko analiza wysokości bezwzględnych poziomów A, B, C, D umożliwia śledzenie rozwoju rzeźby Podhala.

#### ANALIZA WIEKU POZIOMÓW WYRÓZNIONYCH NA PODHALU

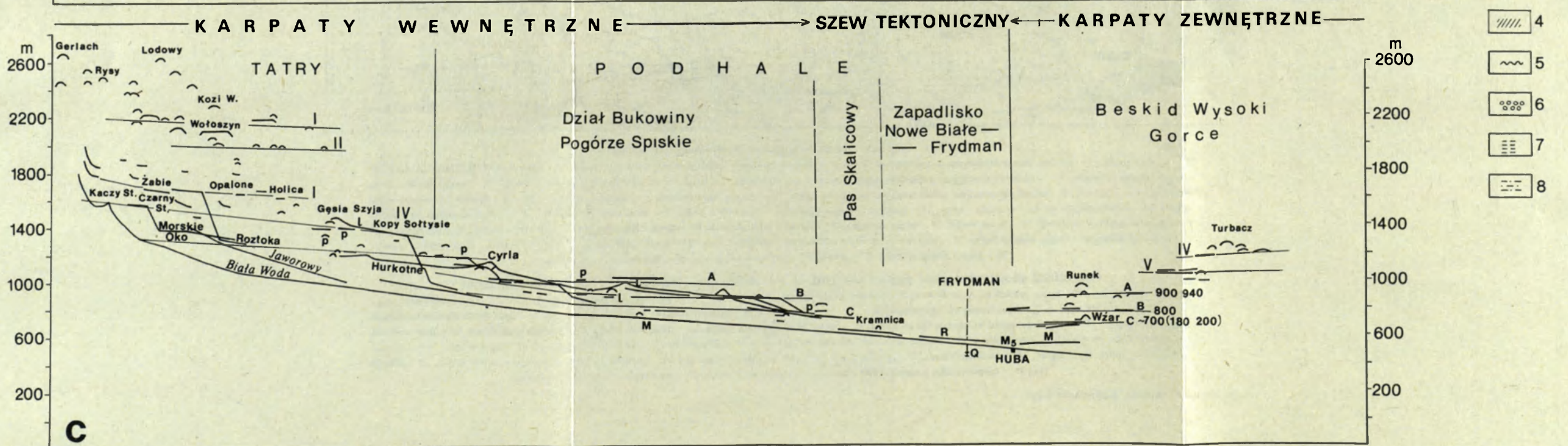
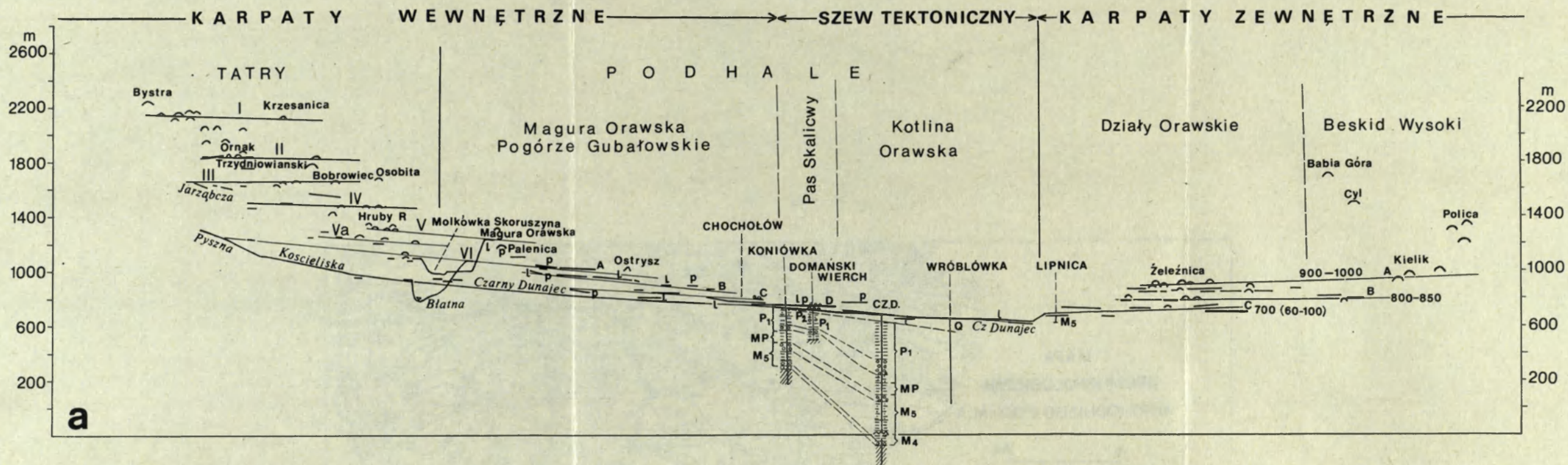
Przedstawione profile (ryc. 2) zmuszają do zastanowienia się nad możliwością datowania wyróżnionych poziomów. Odmłodzony został wiek utworów budujących Domański Wierch na górny pliocen (Oszast 1973; Starkel 1976). Z profilu *a* wynika, że kulminacja Domańskiego Wierchu 740–750 m n.p.m. należy do poziomu D, zdecydowanie niższego i młodszego od powierzchni szczytowej Pogórza Gubałowskiego, znajdującego się na wysokości 1000 m n.p.m. (poziom A). Na pewno poziom D młodszy jest od wieku stropu serii Domańskiego Wierchu, a więc młodszy od górnego pliocenu. Niewykluczone, że ścięty jest stosunkowo młodą, dolnoczwartorzędową, powierzchnią erozyjną, a następnie przykryty aluwiami stożka mindelskiego. Pozostaje nierozstrzygnięte, jakiego wieku są poziomy świadczące o etapowym rozwoju rzeźby Tatr i Podhala. Ciągłe nie wiadomo, z jakiego obszaru denudacji pochodzi seria Domańskiego Wierchu. Seria ta, stosunkowo młoda, niewątpliwie należy do facji stożków torrencjalnych (Plewa 1969). Zakładając krótki transport trzeba przyjąć możliwość, że w stosunkowo niedawnej przeszłości, bo na przełomie trzecio- i czwartorzędu, zaszły duże zmiany paleogeograficzne, tzn. zapadł się tzw. „masyw egzotykowy”, który według opinii

Birkenmajera dostarczał materiału odmiennego petrograficznie od osadów spotykanych we fliszu Podhala i w Tatrach (Birkenmajer 1958, 1979). W przeciwnym wypadku trzeba przyjąć dalszy transport z południowego zachodu.

W celu rzucenia światła na wiek wyróżnionych poziomów, a pośrednio na etapy tektonicznego dźwigania obszaru, trzeba przeanalizować pod tym kątem utwory neogeńskie Podhala, opracowane palinologicznie przez Oszast (1973), Oszast i Stuchlika (1977) i petrograficznie przez Watychę (1976). Utwory wypełniające Kotlinę Orawską mówią o historii wypełniania i subsydencji Niecki Orawskiej według Watychy (1976) od górnego oligocenu, a według Oszast i Stuchlika (1977) od badenu po pliocen. Nie są one utworem korelatywnym, świadczącym o rozwoju Tatr. Pochodzą bowiem z denudacji północnego skłonu Pasa Skalicowego i fliszu Podhala oraz z południowego skłonu Beskidu Wysokiego. Według Watychy we wcześniejszej fazie przeważał transport z północy, a następnie z południa, chociaż z wierceń „Czarny Dunajec” i „Koniówka” wynika zapadanie utworów ku północy pod kątem 15–20° (Watycha 1967–1968, 1968–1969). Sądzę, że można traktować osady wypełniające Kotlinę Orawską jako rejestrujące subsydencję Kotliny, której towarzyszyło podnoszenie obszarów sąsiednich. W tym sensie pośrednio można wnioskować o zdarzeniach w Tatrach. Według Watychy (1976) materiał tatrzański pojawia się w Kotlinie Orawskiej dopiero w interglacjale kromerskim. Natomiast wiercenia wykonane w zapadlisku Frydmańskim (Niedzielski 1965/66, 1971) wskazują na utwory pochodzące z Tatr. Niestety nie zostały tam przebite osady starsze od 26 m miąższości utworów górnoplioceniowych, znajdujących się pod 100 m serią czwartorzędową. Jak długo brakuje wierceń, które przebiłyby serie fluwialnych utworów koło Frydmana, tak długo nie można znaleźć udokumentowanej odpowiedzi w sprawie przebiegu denudacji Tatr, uwarunkowanej procesami endogenicznymi.

#### ALLO- CZY AUTOGENICZNOŚĆ OSADÓW WYPEŁNIAJĄCYCH KOTLINY ORAWSKĄ I NOWOTARSKĄ

Dodatkowe utrudnienie stanowi charakter osadów wypełniających kotliny. Są to osady stożków torrencjalnych i osady spokojnie płynących wód zasilających rozlewiska bagienne w obrębie Kotliny Orawskiej. Mulasto-ilaste utwory z wkładkami piasków wyścielające Kotlinę Orawską pochodziły z denudacji fliszu i Pasa Skalicowego. Na podstawie wstępnej analizy publikowanych i nie publikowanych archiwalnych materiałów z wierceń „Koniówka”, „Czarny Dunajec”, „Wróblówka”, „Chyżne”, „Lipnica”, „Domański Wierch”, „Frydman” i innych nasuwa się wniosek, że zmienność składanych serii odbija warunki facjalne sedymentacji utworów rzecznych w obszarze okresowo bagiennym, a nie

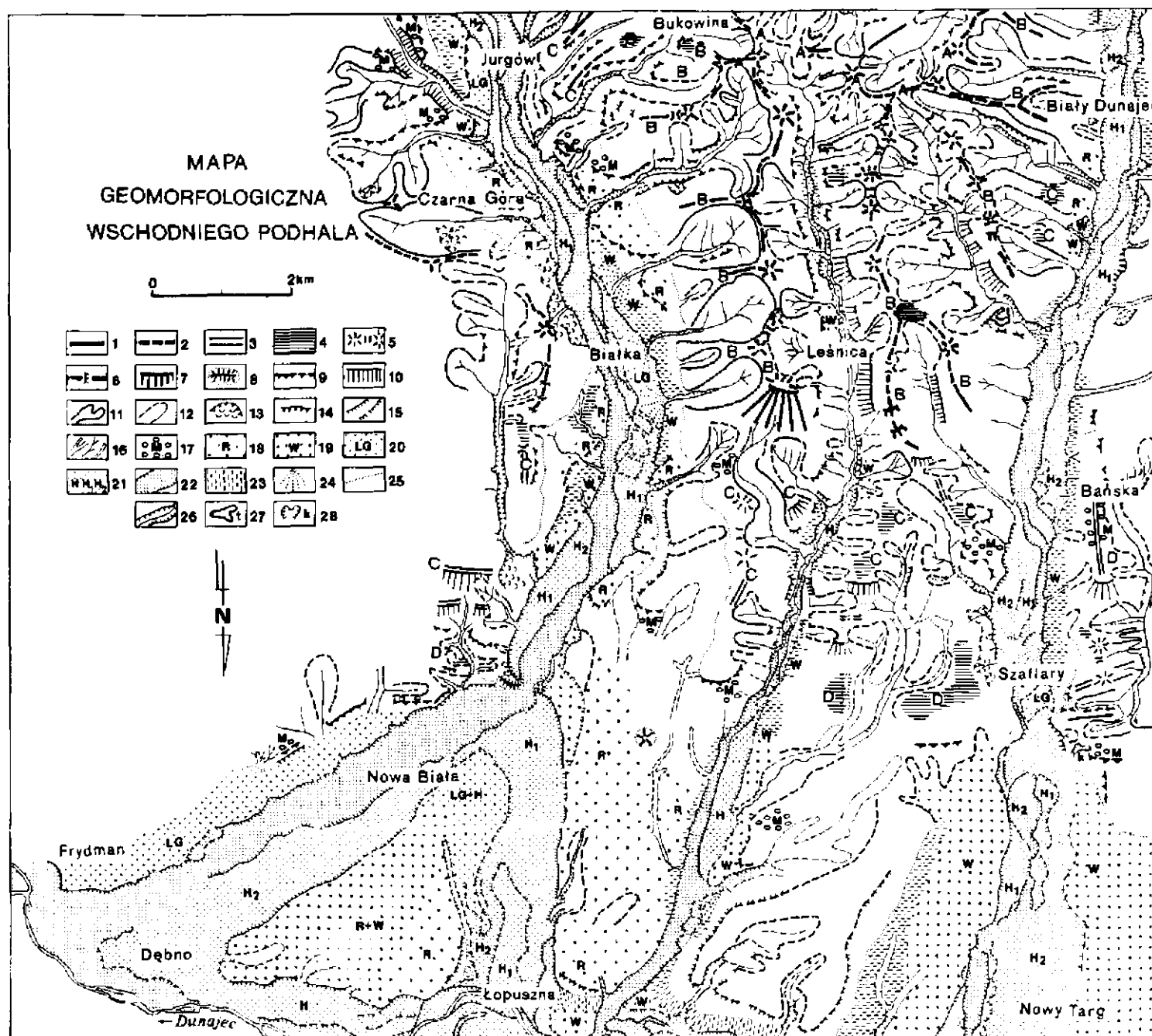


Ryc. 2. Profile podłużne trzech rzek Podhala z rekonstruowanymi poziomami grzbietowymi (a. Czarny Dunajec, b. Biały Dunajec, c. Białka)

I – wierzchołki i wyrównane grzbiety o przebiegu prostokątnym do profilu, 2 – fragmenty wyrównanych grzbietów, 3 – rekonstruowane poziomy: I–VI w Tatrach, A–D na Podhalu i na południowych stokach Beskidu Wysokiego i Działów Orawskich; p, l – strona prawa i lewa względem rzeki; 4 – cokol skalny w wierzeniach na Orawie, 5 – niezgodność tektoniczna, 6 – osady frakcji korytovej, 7 – bezstrukturalne ropy i mulki obniżen i równin zalewowych, 8 – osady facji pozakorytovej, na przemian ropy bezstrukturalne, mulki i drobne piaski laminowane; M<sub>4</sub> – baden, M<sub>5</sub> – sarmat, MP – pannon, P<sub>1</sub> – pont, P<sub>2</sub> – górny pliocen (dak), Q – czwartorzęd

Longitudinal profiles of the three Podhale rivers with reconstructed ridge levels (a. Czarny Dunajec, b. Biały Dunajec, c. Białka)

I – summits and levelled ridge crest, perpendicular to the profiles, 2 – fragments of levelled ridge crest, 3 – reconstructed levels: I–VI in the Tatra Mts, A–D in the Podhale Eocene basin and on the southern slopes of the Beskid Wysoki and Działy Orawskie fisch mountains; p – right side of the valley, l – left side of the valley; 4 – bedrock in the Orawa borings, 5 – tectonic discordance, 6 – channel facies, 7 – silt and clay without lamination, backswamps and flood-plain facies, 8 – overbank facies, alteration of clay and mud without structural features and laminated fine sand; M<sub>4</sub> – Badenian, M<sub>5</sub> – Sarmatian, MP – Panonian, P<sub>1</sub> – Pontian, P<sub>2</sub> – Upper Pliocene (Dac), Q – Quaternary



Ryc. 3. Mapa geomorfologiczna wschodniego Podhala

1 – grzbiety starsze, 2 – grzbiety starsze wyrównane w poziomie A lub B, 3 – grzbiety młodsze z rozczłonkowaniem poziomu C lub D, 4 – spłaszczenia w poziomach A, B, C, D, 5 – wierzchołki i przełęcze, 6 – stopnie strukturalne na grzbietach wypracowane w czwartorzędzie, 7 – strome stoki oddzielające generacje grzbietów, 8 – formy skałkowe Paso Skałowego, 9 – załomy na stokach wyznaczające czwartorzędowe pogłębienie dolin, 10 – strome stoki związane z odmłodzeniem dolin, 11 – łęgi źródłowe i mniejsze wągry dolinki, 12 – dolinki meandrowe, 13 – osuwiska i zerwy, 14 – podcięta erozyjne stoków, 15 – krawędzie teras, 16 – różne doliny holoceneskie, 17 – terasa mindelska lub miejsce występowania pokrywy terasowej, 18 – terasa risska, 19 – terasa würmska, 20 – terasa późnoglacialna, 21 – terasy holoceneskie (H<sub>1</sub> – niższa, H<sub>2</sub> – wyższa, H – nie rozdzielone), 22 – równina aluwialna i zasięg migracji koryt, 23 – pokrywy proluwialno-soliflukcyjne osłaniające terasy, 24 – stożki napływowe, 25 – załomy wklęsłe, zasięgi teras i pokrywy, 26 – koryto wągry w terasie, 27 – trawertyny tworzone współcześnie, 28 – kamieniołom w Szallarach

#### Generalised geomorphological map of the part of the Białka and the Biały Dunajec catchment basins

1 – older ridges, 2 – older ridges levelled at A or B level, 3 – younger ridges formed by dissecting C or D level, 4 – flatness at levels A, B, C, D, 5 – summits and passes, 6 – structure controlled steps on the ridges formed during the Quaternary, 7 – steep slope between ridge generations, 8 – tors of the Klippen Belt, 9 – slope breaks marking Quaternary deepening of valleys, 10 – steep slope related to rejuvenation of valleys, 11 – spring basin and small valleys, 12 – trough-like valleys, 13 – landslides and slumps, 14 – slope undercut, 15 – terrace edge, 16 – small Holocene valleys, 17 – Mindel terrace or site with terrace cover, 18 – Riss terrace, 19 – Würm terrace, 20 – Late Glacial terrace, 21 – Holocene terrace (H<sub>1</sub> – lower, H<sub>2</sub> – higher, H – undifferentiated), 22 – alluvial plain and reach of channel migration, 23 – proluvial or solifluction covers on the terrace, 24 – alluvial fans, 25 – concave breaks, terrace or cover extent, 26 – channel cut in terrace, 27 – present-day travertine, 28 – quarry

jeziornym. Z tego powodu trudno dopatrywać się w tych utworach wyraźnej allocykliczności w sensie Beerbowa (1964), którą można by wiązać z wpływami sił endogenicznych lub ze zmiennością klimatu w obszarach źródłowych.

Zmienność litologiczna osadów i struktury sedymentacyjnej wskazują na występowanie sekwencji osadów facji korytowej i facji pozakorytowej. W sekwencjach pozakorytowych występują bezstrukturalne muły i ły z większą lub mniejszą ilością wytrąceń chemicznych lub utworów organicznych (lignity), wskazujących na fację zewnętrznej równiny zalewowej, obniżen zajętych przez bagna, w których wystąpiła dekantacja najdrobniejszych cząstek. Monotonie bezstrukturalnych iłó i mułów przerywają okresowo pojawiające się struktury sedymentacyjne lamin, a nawet warstwowań skośnych w mułach i iłach, świadczących o lokalnych przepływach wody i rozmywaniu. Przewarstwienia bardzo drobnych piasków można by wyjaśniać występowaniem facji glifów krewasowych. Facja korytowa piaszczysta na przemian z facją warstwowanych mad facji pozakorytowej pojawia się tylko w pewnych okresach w prawie 1000 m miąższości profilu w Czarnym Dunajcu i świadczy o ożywieniu działalności koryta w tej części Kotliny. Takie zjawisko można interpretować także w sensie odbicia zdarzeń spoza basenu subsydencji, a więc jako cykle allogeniczne. Przeprowadziłam porównanie sekwencji facjalnych 450 m miąższości wiercenia w Koniówce z 950 m wierceniem w Czarnym Dunajcu. Analiza wskazuje na istnienie równoczesnych dla obu profili okresów przewagi facji pozakorytowych typu bagnistych obniżen zewnętrznej równiny zalewowej i faz z utworami korytowymi i pozakorytowymi, świadczącymi o większym udziale rzek niż zastoisk z bagnami (tab. 1). Fakty te można tłumaczyć allocyklicznością dowiązującą do ożywienia erozji i denudacji w rezultacie dźwignia obszarów przyległych na przemian z okresami spokoju tektonicznego na obrzeżu.

Subsydencja miała prawdopodobnie charakter ciągły, a zaznaczone w wielu horyzontach spękania tektoniczne potwierdzają ten fakt. Przypuszczam, że można wyeliminować klimatyczne przyczyny megacykli wyrażających się w zmianach sekwencji facjalnych, gdyż analizy palinologiczne świadczą o stabilności klimatu w badenie i sarmacie (Oszast 1973; Oszast, Stuchlik 1977). Najmniej stabilnym klimatycznie był panon, który z kolei w świetle analiz facjalnych jest okresem nieprzerwanej sedymentacji mułków ilastych. Niestabilność klimatyczna tego okresu nie znalazła więc oddźwięku w obrazie facjalnym utworów rozważanej części kotliny. Pod względem allocykliczności okres ten reprezentował zastój w ruchach dźwigających otoczenie zapadającej się kotliny. Na podstawie analizy sekwencji facjalnych w dwóch głównych profilach (Koniówka, Czarny Dunajec) przyjmuję, że okresami jakiegoś ożywienia tektonicznego w obszarach obrzeżających były: starszy baden

Tabela 1. Zestawienie zmienności facjalnej w profilach wierceń „Czarny Dunajec” i „Koniówka”.  
(1977). Podstawowe dane litologiczne i strukturalne z opisu wierceń Watychy

Different facies in the borings at Czarny Dunajec and Koniowka. Stratigraphy, climatic- and borings description made by Watycha

Okres	Warunki klimatyczno- -roślinne	„Czarny Dunajec” 682 m Sekwencje facjalne	
1	2	3	4
Czwartorzęd		0–28 m	facja korytowa
Faza IV PONT (P <sub>1</sub> ) (dolny pliocen)	klimat umiarkowanie ciepły, bardziej suchy i chłodny niż koniec miocenu	28–302 m	facja pozakorytowa równiny zewnętrznej, obniżeń zabagnionych z lignitami, lokalnie ślady prze-mywania (laminy)
28–375 m	lasz szpilkowe, świerkowe i sosnowe, rośnie znacznie roślin zielonych, w dnach dolin <i>Alnus incana-glutinosa</i>	302–375 m	facja korytowa z madami facji pozakorytowej, lokalnie facja zabagnionych obniżeń
357–478 m	nieliczne sporomorfy	375–416 m	facja korytowa i mady facji pozakorytowej
10–5 mln* 7–5 mln**		416–478 m	facja pozakorytowa równiny zewnętrznej obniżeń bagiennych na przemian z facją pozakorytową madową
Faza III PANNON (MP) 478–565 m 11,5–10 mln* 11–7 mln**	oscylacje klimatyczne: od klimatu umiarkowanie ciepłego do umiarkowanego, niestabilność roślinności na przemian trzeciorzędowej i czwartorzędowej, pojawienie się świerka	478–565 m	facja pozakorytowa równiny zewnętrznej obniżeń bagiennych okresami przemian (laminy) z facją pylastych mad
Faza II SARMAT (M <sub>2</sub> ) 565–848 m 13,5–11,5 mln* 14–11 mln**	klimat umiarkowanie ciepły, nieco suchszy niż faza I-panowanie roślin trzeciorzędowych, mieszane lasy liściaste z nieliczną domieszką szpilkowych	565–614 m	facja korytowa z madami, lokalnie facja obniżeń bagnistych
		614–778 m	facja pozakorytowa mad na przemian z przemianymi utworami obniżeń bagiennych, oraz wkładki bezstrukturalnych iltów facji pozakorytowej bagiennej
		778–848 m	facja pozakorytowa równiny zewnętrznej obniżeń bagiennych, ility bezstrukturalne zawierające wkładki organiczne i pylaste

Stratygrafia, rekonstrukcja cech klimatycznych i roślinnych na podstawie analizy Oszast i Stuchlika (dane archiwalne Instytutu Geologicznego 1967–1968, 1968–1969)

vegetation condition according to Oszast and Stuchlik (1977). Lithology and structure data from (1967–1968, 1968–1969)

„Koniówka” 729 m Sekwencje facjalne		Charakter okresu	Subsydencja/sedymentacja w profilu Czarny Dunajec
5	6	7	8
0–7 m	facja korytowa	zastój (osady leżące płasko)	
7–67 m	facja pozakorytowa mad i facja pozakorytowa równiny zewnętrznej obniżeń bagiennych	zastój	
67–155 m	facje pozakorytowe na przemian obniżeń bagiennych i przemywanych równin, lokalnie mady,		$\frac{450 \text{ m}}{5 \text{ mln lat}} = 0,09 \text{ mm/rok}$
155–179 m	facja korytowa	ożywienie procesów erozyjnych	$\frac{450 \text{ m}}{2 \text{ mln lat}} = 0,22 \text{ mm/rok}$
179–278 m	facja pozakorytowa obniżeń bagiennych okresami przemywanych (laminy) — brak mad i tylko jedna 2 m warstwa utworów korytowych okryta 8 m serią piaszczystą	zastój procesów erozyjnych	
			$\frac{87 \text{ m}}{1,5 \text{ mln lat}} = 0,06 \text{ mm/rok}$
			$\frac{87 \text{ m}}{4 \text{ mln lat}} = 0,02 \text{ mm/rok}$
278–323 m	facja pozakorytowa świadcząca o stałym przemywaniu ilów i pyłów	ożywienie procesów erozyjnych	
323–400 m	facja pozakorytowa obniżeń bagnistych i przemywanych		$\frac{380 \text{ m}}{2 \text{ mln lat}} = 0,19 \text{ mm/rok}$
400–444 m	facja pozakorytowa przemywanych obniżeń równiny zewnętrznej na przemian z madami	zastój procesów erozyjnych	$\frac{380 \text{ m}}{3 \text{ mln lat}} = 0,12 \text{ mm/rok}$

cd. tabeli 1

1	2	3	4
Faza I BADEN (M <sub>4</sub> ) 848—920 m	klimat ciepły i dość wilgotny	848—886 m	facja pozakorytowa obniżeń równiny zewnętrznej z facją obniżeń przemywanych i lokalnie z facją korytową
16—13,5 mln* 16,5—14 mln**	przewaga roślin trzeciorzędowych lasów bagiennych <i>Taxodiaceae-Cupressaceae</i>	886—920 m  950—920 m < 950 m  (= -277,5 m npm.)	facja pozakorytowa obniżeń równiny zewnętrznej lokalnie przemywanych facja korytowa o grubej frakcji (zlepienieć) flisz

\* dane wg Finka 1980

\*\* dane wg Birkenmajera 1978

(horyzont 456—444 m w Koniówce, 950—920 m w Czarnym Dunajcu), górny sarmat (horyzont 323—278 m w Koniówce, 565—614 m w Czarnym Dunajcu), dolny pont (416—302 m w Czarnym Dunajcu i 179—155 m w Koniówce — tab. 1). O górnopliocenijskim okresie wzmożonej erozji świadczą osady Domańskiego Wierchu. Okresami stabilności tektonicznej obszaru, który w czasie górnego trzeciorzędu wykazywał tendencje podnoszące były: baden, dolny sarmat, pannon i górny pont.

Korelowanie wyróżnionych poziomów w Tatrach i na Podhalu (ryc. 2) z wydzielonymi megacyklami sekwencji facjalnych, którym starałam się przypisać sens allocykliczny, jest trudne, gdyż liczba wydzielonych poziomów jest większa niż liczba megacykli. Jednak niewykluczone, że okres ożywienia procesów w dolnym poncie z ponad 100 m miąższości osadami w Czarnym Dunajcu (horyzont 416—302 m) może odpowiadać rozcinaniu poziomu A i tworzeniu o 100 m niższego poziomu B na Podhalu. Można znaleźć facjalne powiązania odpowiadające wymienionej fazie z dolnego pontu nie tylko w horyzoncie 179—155 m wiercenia w Koniówce (czyli 550—574 m npm.), lecz w wierceniu „Domański Wierch” w horyzoncie 190—143 m (czyli 563—610 m npm.). Gdyby ta facjalna korelacja była prawdziwa, to można by uważać, że paleogeograficznie nie było większych zmian między obszarem Koniówki a położonym o około 5 km na SE obszarem Domańskiego Wierchu od dolnego pontu. Według Birkenmajera (1979) najstarsza część serii Domańskiego Wierchu z wkładką tufitów jest wieku sarmackiego — dlatego uskok na linii potoku Cichego w Miętustwie, oddzielający osady starsze spągu serii Domańskiego Wierchu od reszty serii, jest posarmacki i może należeć zarówno do fazy attyckiej, jak i rodańskiej. Uskok na linii potoku Cichego znajduje się w strefie lineamentu Czarny Dunajec—Osobita i wskazuje na „życie” tego lineamentu w strefie granicznej między Skal-

5	6	7	8
444–456 m	facja pozakorytowa równiny przemylanej z wkładkami węgla brunatnych spoczywająca na rumoszach margli i wapieni Pasa Skalicowego	zastój procesów erozyjnych	100 m 2,5 mln lat = 0,04 mm/rok
< 456 m	stromo ustawione wapienie i margle	okres intensywnej erozji	
(269 m npm.)			

nym Podhalem a zapadliskiem Kotliny Orawskiej.

Przesłankę do datowania ruchów tektonicznych stanowią opisane w profilach wierceń strefy spękań, na które składają się 10–20-metrowej długości płaszczyzny stromo ustawionych spękań (60–80°), czasem z przemieszczeniem. Watycha (1976) i Birkenmajer (1979) przypisują większą rolę tylko niezgodności tektonicznej na głębokości 855 m w wierceniu Czarny Dunajec, widząc w tym odbicie styryjskiej fazy górotwórczej. Przyjmując palinologiczne podstawy wydzieleni stratygraficznych, za Oszast i Stuchlikiem (1977), można sądzić, że w okresie bańskim zaznaczyły się najsilniejsze ruchy, o których świadczy duża liczba spękań w rdzeniu szerokości 21 cm. W wierceniu „Czarny Dunajec” zanotowano w utworach badenu 22 płaszczyzny spękań (na głębokości 926–889 m) i 15 (886–868); na granicy badenu i sarmatu 20 (868–833 m); w sarmacie 9 (735–722 m) i 4 (639–618 m); w spągowej części osadów pontu 11 (306–290 m) i 19 (277,8–255 m). W osadach sarmackich Koniówki większa liczba spękań występuje w następujących horyzontach: 8 — 436–418 m, 12 — 395–386 m, 6 — 366–356 m i 6 — 350–340 m. Cytowane horyzonty ze spękaniami tektonicznymi są pośrednio datowane<sup>3</sup> i jest ich stosunkowo dużo. Przypuszczam, że można je odnieść przede wszystkim do faz subsydencji, a może i kompaktacji osadów, w których występują. Powiązanie tych datowanych palinologicznie horyzontów z wyróżnionymi megacyklami o znaczeniu przypuszczalnie allocyklicznym jest trudne z uwagi na niewątpliwe opóźnienie, jakie nastą-

<sup>3</sup> Spękania w rdzeniu są młodsze od serii, w której występują. Nadległe utwory bez spękań przypuszczalnie wyznaczają granicę wieku tych spękań. Brak spękań w serii pannonu potwierdza „spokój tektoniczny” dedukowany z analizy facjalnej. Ożywienie erozji w górnym sarmacie w horyzoncie 565–614 m mogło mieć wspólne uwarunkowanie tektoniczne ze spękaniami występującymi w horyzoncie 639–618 m. Jednak nie wszystkie strefy spękań można podobnie korolować z wynikami analizy facjalnej.

piło między fazami podnoszenia tektonicznego, wzmożonej denudacji a ostateczną sedymentacją w obszarze subsydencji. Dlatego uważam, że przeanalizowane megacykle z dużą „bezwładnością” można korelować z obserwowanym zróżnicowaniem schodowo wykształconej rzeźby. Natomiast horyzonty ze spękaniami, mimo że nieźle datowane, nie wiadomo do jakich ruchów tektonicznych można odnieść, możliwe że bardzo lokalnych. Możliwe jednak, że rejestrują ruchy, których odbicie w ożywieniu procesów korytowych jest opóźnione lub nie dochodzi do basenu sedymentacyjnego.

Całość sedymentacji charakteryzuje przede wszystkim ciągłość procesu subsydencji. Brak grubszych facji korytowych, przypominających współczesne osady Czarnego Dunajca, i osadów tatrzańskich w neogenie zachodniego Podhala można tłumaczyć tym, że stare konsekwentne doliny Chochołowska i Kościeliska kierowały się bądź równolegle do brzegu Tatr ku zachodowi, jak przypuszczał Watycha (1976), bądź w kierunku Obniżenia Zakopiańskiego, które otwiera się wyraźnie ku wschodowi i nie wykluczone, że w Kotlinie Nowotarskiej w zapadlisku na północ od Szaflar (Watycha 1976) znajdują się utwory pochodzące nie tylko z dorzecza Białego, lecz i górnej, tatrzańskiej części Czarnego Dunajca.

Na południowych skłonach Beskidu Wysokiego zarówno w strefie Działów Orawskich, jak i na stokach Gorców, występują płaty utworów mułkowo-ilastych neogeńskich (Lipnica Wielka, Lipnica Mała, Huba, Szubieniczna) wiązanych przez Oszast i Stuchlika (1977) z sarmatem. Ich pozycja świadczy o podnoszeniu się Beskidu Wysokiego względem zapadającej się Kotliny Orawsko-Nowotarskiej o około 600 m od sarmatu.

#### PRÓBA KORELACJI POZIOMÓW NA OBRZEŻENIU KOTLINY ORAWSKO-NOWOTARSKIEJ

Próbując korelować poziomy wyróżnione na północnym i południowym obrzeżeniu Kotliny, przyjmuję hipotezę najprostszą, choć udokumentowaną tylko dla okresu od złożenia pokrywy przypuszczalnie mindelskiej (por. str. 36), o podobnym tempie podnoszenia obu jednostek strukturalnych Karpat Wewnętrznych i Zewnętrznych. Jeżeli jest to słuszne, to na podobnej wysokości znajdują się równowiekowe poziomy A, B, C zarówno po jednej, jak i drugiej stronie Kotliny (ryc. 2). Rekonstruowany poziom A jest bardzo rozległy na przedpolu Pasma Babiogórskiego, na jego wysokości znajdują się grzbiety Działów Orawskich łącznie z pasmem Żeleźnicy, i jest najlepiej wykształconym na Pogórzu Gubałowskim. Dlatego skłonna jestem wiązać jego kształtowanie z pannońskim okresem zastoju ruchów tektonicznych (tab. 1). W takim razie rozcięcie tego poziomu oraz formowanie i rozcięcie poziomu B można wiązać z okresem pontyjskim, kształtowanie poziomu C z górnoplioceniśskim, a poziomu D z dolnoczwartorzędowym. Przyjęcie takiej hipotezy roboczej zmusza do uznania, że poziomy I—V są starsze, wieku sarmackiego i nawet badeńskiego.

Bez względu na to, jaki jest wiek schodowo wykształconych poziomów w Tatrach i wiek wyrównanych grzbietów na wysokości 1100, 1200 m npm. w Gorcach oraz 1400—1500 m npm. w Paśmie Babiogórskim, są one młodsze od skośnego dźwigania się Tatr na południowym uskoku tatrzańskim, gdy lineament północnego brzegu Tatr działał jako zawias rotacyjny. Wskazuje na to brak istotnych różnic w nachyleniu poziomów I—V. Dlatego przyjmuję, że zaczynając od wykształcenia poziomów szczytowego i niższych w Tatrach nie zaznaczyły się wyraźniejsze ruchy tektoniczne, różnicujące obszar Tatr względem podnoszonej części Podhala. Fakt nie uchwycenia się tych poziomów w obrębie fliszowego Podhala, poza fragmentami poziomu V może wynikać z mniejszej odporności fliszu w stosunku do skał budujących Tatry zarówno krystalicznych, jak i wapienno-dolomitowych oraz zlepieńców i wapieni eoceńskich. Przenikanie poziomu V z Tatr na Podhale oraz wnikanie poziomu A w marginalną część Tatr świadczą o wspólnym rozwoju tych jednostek. W świetle przedstawionych profili nie widzę popontyjskiego skośnego dźwigania Tatr i południowej części Podhala względem wginanej Kotliny Orawsko-Nowotarskiej.

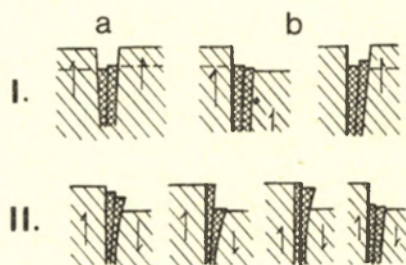
W świetle lineamentów satelitarnych oraz pozycji serii Domańskiego Wierchu Kotliny Orawska jest zapadliskiem tektonicznym, na co wskazywał już Książkiewicz (1972), powołując się na wyniki prac Badaka (1965). Obszary otaczające zarówno Tatry z synkliną fliszu po Pas Skalicowy, jak i Beskid Wysoki były dźwigane „en bloc” i tylko w strefach granicznych dochodziło do różnicowania się stref, nierównomiernie dźwiganych lub zapadających się. Gdyby najwyższy poziom Tatr — I, korelować z najstarszymi osadami wyścielającymi Kotlinę Orawską, to przyjmując stratygrafię opartą na wynikach badań palinologicznych Oszaś i Stuchlika (1977) można przyjąć badeński wiek powierzchni szczytowej Tatr. W świetle analizy zrównań grzbietowych lineament północnego brzegu Tatr byłby starszy i odpowiadałby skośnemu dźwiganiu Tatr względem Podhala. Byłby to element raczej górnooligoceni lub dolnomioceni związany z nasuwaniem się Tatr na paleogen Kotliny Liptowskiej, gdy północny brzeg Tatr stanowił zawias rotacji.

#### ROLA LINEAMENTÓW SATELITARNYCH A WYKSZTAŁCENIE POZIOMÓW NA PODHALU

Analiza lineamentów stanowiących ramiona wachlarza Tatr i Podhala wskazuje, że mogły one odgrywać rolę równocześnie lub nawet wcześniej niż lineament północnego brzegu Tatr. Brak różnic wysokościowych w wykształceniu poziomów A, B, C w Magurze Orawskiej, na

Pogórze Gubałowskim i w Magurze Spiskiej świadczy o braku różnicujących ruchów tektonicznych wzdłuż omawianych lineamentów w strefie synkliny Podhala. Niewykluczone, że takie zróżnicowanie wystąpiło wcześniej i wyraziło się elewacją Białego Dunajca względem Spisza Kacwińskiego (Mastella 1975). Jednak przedłużenie tych linii na północ, gdzie obrzeżają kotliny Orawską i Nowotarską — zapadliska badeńsko-sarmacko-plioceńskie, a w przypadku Kotliny Nowotarskiej także plio-plejstocenie wskazuje, że kierunki te wykazywały aktywność w strefie granicznej Pasa Skalicowego z fliszem magurskim. Nie wiadomo, w jakim stopniu trójkątny kształt zapadlisk dowiązuje do bloków wymuszonych wgłębnymi nieciągłościami, które powodowały pionowe ruchy skorupy ziemskiej, a w jakim zostały spowodowane rotacją mniejszych bloków w strefie szwu tektonicznego między wielkimi płytami.

Występowanie trójkątnych neogeńskich zapadlisk w strefie między dźwiganymi Tatrami i Podhalem z jednej strony a Beskidem Wysokim od północy przypomina model głębokiego rozłamu w warunkach tensji dwóch dźwigających się bloków skorupy, gdy w strefie szwu dochodzi do subsydencji, do tworzenia się rowów tektonicznych. Pozycja osadów Domańskiego Wierchu, pierwotnie zrzuconego uskokiem i częściowo dźwiganych na kontakcie z Pienińskim Pasmem Skalicowym świadczy o warunkach ruchu ze zmiennym wektorem (model różnokierunkowych ruchów) stref sąsiadujących Chaina (1974) w strefie granicznej między wginaną Kotliną Orawską i podnoszonym Pogórzem Gubałowskim (ryc. 4 — modele Chaina).

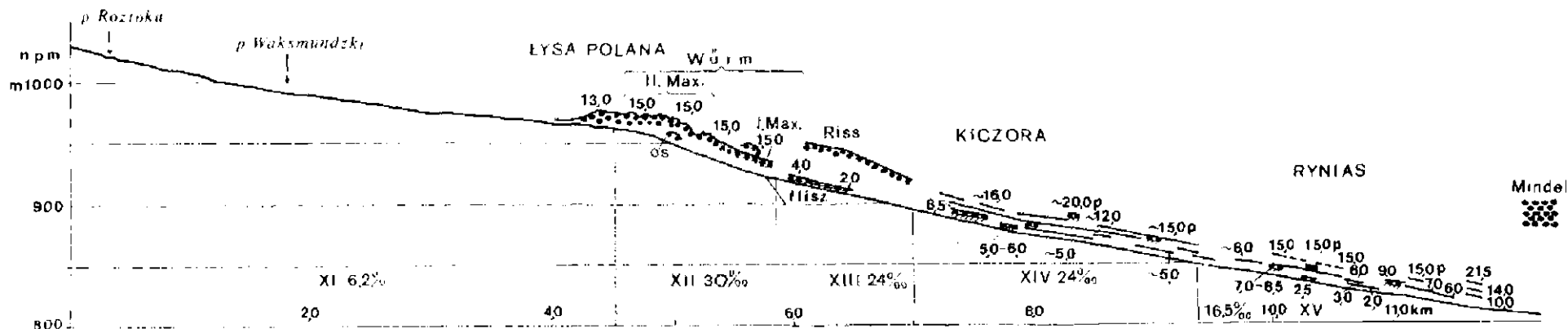


Ryc. 4. Modele tektoniczne zależności ruchów w strefach szwowych od kierunku ruchów sąsiednich bloków skorupy ziemskiej wg Milanowskiego (fide Chain 1974)

I — przy podnoszeniu stref sąsiadujących: a — jednoczesnym (mechanizm „aktywny”), b — niejednoczesnym (mechanizm „pasywny”, reliktowy); II — przy różnokierunkowych ruchach stref sąsiadujących

Tectonic models of the movements in the suture zone depended on movement directions of neighbouring blocks of continental crust according to Milanowski (fide Chain 1974)

I — uplifted neighbouring zones, a — simultaneously („active” mechanism), b — unsimultaneously („passive” mechanism), II — different directions of neighbouring zones

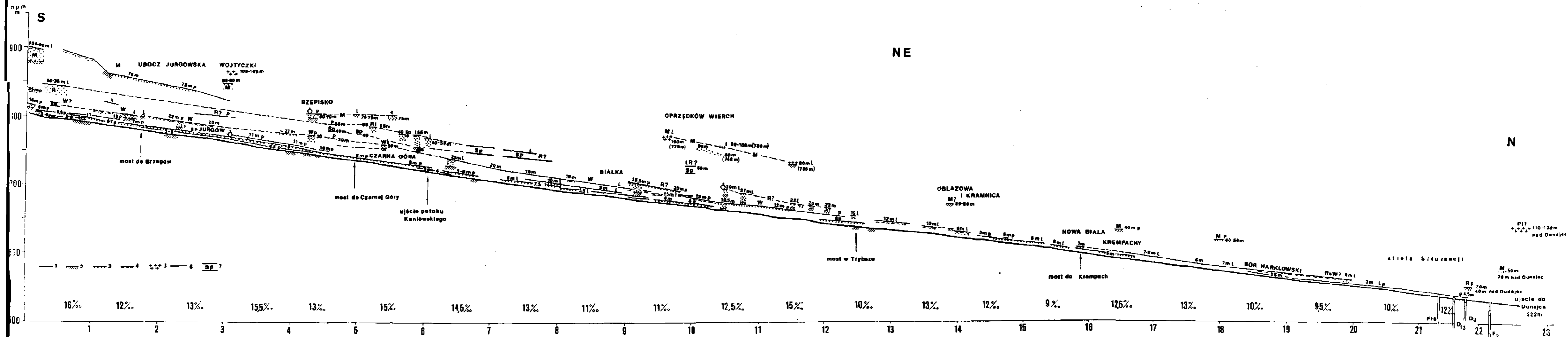


Ryc. 5. Profil podłużny Białki od Starej Rostoki po ujście Jaworowego z morenami Lysej Polany i terasami

p – linia prawobrzeżna; XI – XV – podziałki koryta w części zlodowionej w Würmie i w części ekstraglacialnej

### Longitudinal profile of the Białka river from Stara Rostoka to the mouth of the Jaworowy Stream

Lysej Polany terminal moraines and terraces p – right side terraces; 1 – left side terraces; XI – XV – different sections of the channel body in the glaciated (during the Würm period) and the unglaciated part of the valley (extraglacial)



Ryc. 6. Profil podłużny Białki z terasami czwartorzędowymi poniżej połączenia z Jaworowym

1 - profil podłużny, 2 - wychodnie skał w korycie, 3 - pokrywa akumulacyjna, 4 - pokrywa soliflukcyjno-proluwialna, 5 - reżim, 6 - linia terasowa, 7 - wysokościowy zasięg spłaszczeń stokowych; W - Würm, R - Riss, M - Mindel, PI - Pliocen, Q - dolny czwartorzęd; l - lewa strona, p - prawa strona

Longitudinal profile of the Bialka River with the Quaternary terraces below the confluence with the Jaworowy Stream

1 - long profile, 2 - rocky outcrop in channel bed, 3 - alluvial cover, 4 - solifluction and proluvial cover, 5 - the height range of the slope flattening, W - Würm, R - Riss, M - Mindel, PI - Pliocene, Q<sub>1</sub> - Lower Quaternary, l - left side, p - right side terrace

Przypuszczam, że fotolineamenty stanowią granice bloków bądź o odmiennych wektorach ruchu, bądź o różnej intensywności ruchu, głównie z postorogenicznej fazy rozwoju. Ich aktywność tektoniczna przejawiała się w różnych okresach, a niewykluczone, że niektóre z nich są do dzisiaj aktywne.

#### PRZESTRZENNE I CZASOWE ZRÓŻNICOWANIE PIONOWYCH RUCHÓW TEKTONICZNYCH W CZWARTORZĘDZIE W ŚWIETLE ANALIZY TERAS

Na podstawie analizy schodowo wykształconych powierzchni zrównań i ich stosunku do zapadliska Orawsko-Nowotarskiego ustalone zostało, że poza obszarami wginanymi w okresie górnego miocenu i pliocenu obszary otaczające Kotlinę od północy i od południa ulegały podnoszeniu. Bardziej skomplikowane procesy tektoniczne odbywały się na granicy obszaru podnoszonego i wginanego. W części zachodniej Podhala strefa ta pokrywa się z zasięgiem Pasa Skalicowego, a dalej ku wschodowi przenosi się na strefę kontaktu Pasa Skalicowego z fliszem podhalańskim. W dolinie Czarnego i Białego Dunajca pokrywają aluwialne, wiązane dotychczas ze zlodowaceniem mindelskim (Halicki 1930; Baumgart-Kotarba 1978), spoczywają na garbach wiązanych z poziomem D, a w dolinie Białki w Groniu z poziomem C (ryc. 2). To nałożenie fluwialnych osadów czwartorzędowych na powierzchniach wiązanych z poziomami przypuszczalnie górnoplioceniowym lub dolnoczwartorzędowym na Podhalu świadczy o mniejszej intensywności podnoszenia w strefie Pasa Skalicowego, przylegającej do Kotliny Orawsko-Nowotarskiej w okresie staroczwartorzędowym.

W dolinie Białki Tatrzańskiej występuje dobrze zachowany system teras skalno-osadowych. Pokrywają aluwialne uznane za fluwioglacjalne wiązane były przez Romera (1929), Halickiego (1930), Klimaszewskiego (1950/51, 1961, 1967) z okresami zimnymi plejstocenu (akumulacja), a ich rozcinanie i pogłębianie dolin z okresami interglacjalnymi zgodnie z klasycznym schematem teras z przedpola Alp Austriackich, wypracowanym w dorzeczu Salzach przez Brücknera i Pencka (Fairbridge 1968).

W dolinie Białego Dunajca system teras dobrze rozwinięty jest w dolinie Bystrego (poziom Antałówki, Bystrego i Zakopanego) i w dolnym biegu między Bańską a Nowym Targiem. W odcinku środkowym poniżej Poronina dolina Białego Dunajca ma charakter płaskodenny, skrzynkowy, w której terasa würmska zachowała się w formie wąskich listw w pobliżu stożków bocznych dolin. Na stokach zaznaczają się spłaszczenia w postaci mniej nachylonych listw oddzielonych załomami, lokalnie z otoczkami granitów tatrzańskich.

Szczegółowe badania teras doliny Białki przeprowadziłam w latach

1975—1977 od moren z ostatniego zlodowacenia na Łysej Polanie po ujście Białki do Dunajca. Zostały skartowane zasięgi teras i stożków bocznych potoków w skali 1 : 25 000. Analizowano wysokość teras, cokołów skalnych i miąższości pokryw fluwialnych. Zaznaczono również wyraźne spłaszczenia stokowe występujące na wysokościach teras. Oceniono stosunek pokryw stokowych do teras zgodnie z metodami wypracowanymi w Dobrej (Klimaszewski 1961) i nad Sanem (Starkel 1965). To kryterium okazało się istotne dla rozróżnienia terasy z ostatniego zlodowacenia i teras holocenów. Badania teras i utworów czwartorzędowych na Podhalu były podejmowane przez wielu badaczy, m.in. przez Romera (1929); Halickiego (1930); Klimaszewskiego (1950/51, 1961, 1967, 1972); Birkenmajera (1958, 1976a, 1978, 1979); Niedzielskiego (1971); Małecką (1973); Watychę (1959, 1975, 1976); Srodonia (1973). Czwartorzędowe problemy zlodowaceń dolin Tatr na przykładzie doliny Białej Wody rozpatrywali Gadomski (1926); Klimaszewski (1950); Mićian (1959) i Lukniś (1973) oraz Włodek (1978). Zarys poglądów tych autorów na rozmiary czwartorzędowego pogłębiania dolin i ich uwarunkowania tektoniczne zostały przedstawione przez autorkę w osobnym artykule (Baumgart-Kotarba 1978). W pracy tej opisano wykształcenie i występowanie trzech poziomów terasowych plejstocenów (Mindel, Riss, Wurm) oraz terasy nazwanej późnoglacialną. Ograniczę się tu do podkreślenia tych elementów, które mają znaczenie dla problematyki ruchów tektonicznych i kształtowania się poziomów terasowych.

Syntetyczne zestawienie teras w dolinie Białki przedstawione zostało na dwóch profilach podłużnych (ryc. 5; 6). Profil pierwszy obejmuje dolinę Białki od moren Łysej Polany po połączenie z potokiem Jaworowym, a profil drugi (ryc. 6) od połączenia z Jaworowym po ujście do Dunajca. Badania pozwoliły autorce zająć stanowisko wobec kilku hipotez. Halicki (1930) przyjmował, że stan zwietrzenia i skład petrograficzny pokryw stanowią kryterium rozróżniania wieku pokryw, gdyż pokrywy mindelskie odznaczają się mocno zaawansowanym zwietrzeniem otoczków granitowych i w związku z tym przewagą otoczków kwarcytowych. Istotnie, stan zachowania pokryw aluwialnych jest różny (ryc. 6). W rezyduach pokryw aluwialnych przeważają kwarcyty, które często tkwią w glinie zwietrzelinowej z charakterystyczną kaszą granitową, pozostałością z rozłożenia starych otoczków granitowych. Jednak stan rozkładu otoczków zależy przede wszystkim od stosunków wodno-powietrznych. Zwietrzałe są otoczki granitowe tkwiące w glinach i okryte soliflukcyjnymi pokrywami gliniastymi. Natomiast gdy aluwia nie zostały okryte glinami soliflukcyjnymi, stan zachowania otoczków granitowych na wysokości 80—100 m nad dno Białki jest bardzo dobry, np. na garbie Uboczy nad Jurgowem, które Watycha (1975) ze względu na brak zwietrzenia zaliczył błędnie do najmłodszego zlodowacenia. Sądzę, że również w przypadku oceny materiału z wiercenia

we Frydmanie, przy zastosowaniu kryterium petrograficznego przez Niedzielskiego (1971), wnioski o staroczwartorzędowym wieku utworów mogą być nieprawdziwe bez potwierdzenia palinologicznego.

W świetle badań teras nie znalazłam dowodów na potwierdzenie tektonicznej hipotezy Mastelli (1976) o młodym czwartorzędowym uskoku nożycowym wzdłuż Białki. Dlatego na profilu literami l i p oznaczono terasy, w zależności z którego brzegu Białki pochodzą. Również nie mogę potwierdzić tezy Małeckiej (1973) o wyniesieniu tektonicznym wąskiego pasa prostopadłego do Białki o 40 m wyżej w stosunku do otoczenia na Oprzędków Wierchu.

Najważniejsze cechy różnicowania teras czwartorzędowych Białki wzdłuż profilu podłużnego są następujące:

1. Najstarsza, rekonstruowana pokrywa terasowa związana ze zlodowaceniem Mindel znajduje się 100—70 m nad współczesnym dnem Białki, a w dolnym biegu na prawym brzegu w obrębie Pasa Skalicowego na wysokości 50 m. Ponieważ ujście Białki jest zawieszone nad Dunajcem około 20 m, więc wysokość 50 m nad Białką odpowiada 70 m nad Dunajcem.

2. Pokrywa terasy związanej ze zlodowaceniem Riss znajduje się na wysokości 55—35 m i można ją śledzić po obu stronach Białki na długości 10 km poniżej połączenia Białki z Jaworowym.

3. Terasa z ostatniego zlodowacenia, którą prześledzono od moren czołowych Łysej Polany (Baumgart-Kotarba 1979) ma wysokość 15—25 m (lokalnie 30 m), w tym miąższość pokryw około 10 m, a w odcinku ujściowym tylko 7—9 m.

4. Liczba i wysokość teras maleje z biegiem rzeki, co wyraźnie zaznacza się od 12 km poniżej połączenia z Jaworowym, a więc w strefie, gdzie można śledzić ostatnie wychodnie skalne w korycie.

5. W górnej części profilu podłużnego (ryc. 5 i 6) terasy późnoglacialne i holoceny mają odrębne cokoły skalne, natomiast poniżej 12 km od połączenia z Jaworowym zanikają również cokoły terasy riskiej i wurmskiej.

6. Nie stwierdzono istotnych różnic między wysokościami odpowiednich teras po obu stronach doliny. Wyjątek stanowi odcinek 9—11 km (ryc. 6) strefy kontaktowej fliszu podhalańskiego z Pasem Skalicowym i odcinek dolny 14—22 km, gdzie brzeg prawy strukturalnie należy do Pasa Skalicowego, a lewy do Kotliny Nowotarskiej.

7. W odcinku 9—11 km poniżej połączenia z Jaworowym, terasa risska po obu stronach rzeki różni się wysokością, podczas gdy wurmska ma podobną wysokość. Może to świadczyć o różnicy w tendencjach tektonicznych przeciwnych brzegów, o istnieniu uskoku podłużnego w tym odcinku doliny czynnego jeszcze w interglacjale eemskim. Zagadnienie to jako dyskusyjne zostało szczegółowo omówione we wcześniejszym artykule (Baumgart-Kotarba 1978). Na zdjęciach lotniczych występu-

ją w tej strefie linie prostopadle do rzeki, które mogą odpowiadać uskokom poprzecznym w stosunku do rzeki (fotolineamenty — fot. 2).

8. Poniżej przełomu Białki przez Pas Skalicowy między Obłazową a Kramnicą w Kotlinie Nowotarskiej zachowały się tylko terasy o wysokości 7—9 m, 5—6 m, 2,5—3 m. Terasa 7—9 m okryta mięszymi, nieprzepuszczalnymi glinami uważana jest za würmską (Halicki 1930, Klimaszewski 1967). Należy przypuszczać, że pokrywa terasy risskiej zagrzebana jest tu przez würmską.

W obrębie Pasa Skalicowego na prawym brzegu Białki znajdują się spłaszczenia wysokości 40—50 m z materiałem otoczków tatrzańskich, które powiązałam z poziomem terasowym Mindel. Krawędź morfologiczna, która obrzeża od wschodu ujściowy odcinek Białki ma przebieg skośny względem struktury geologicznej Pasa Skalkowego i jego osłony, co może potwierdzać jej tektoniczne założenie. Na zdjęciu satelitarnym istotnie przebiega w tej strefie fotolineament mający przedłużenie zarówno ku NE, jak i SW.

Niezmiernie ważne z punktu widzenia tektoniki czwartorzędowej jest występowanie pokrywy aluwialnej z okresu zlodowacenia Mindel na podobnej wysokości 70—90 m nad Dunajcem po obu brzegach: po stronie Gorców, gdzie na wysokości 570—580 m n.p.m. znajduje się cegielnia eksploatująca gliny zawierające kwarcyty i silnie rozłożone otoczaki granitowe, oraz na prawym brzegu w obrębie Pasa Skalkowego na wschód od Frydmana. Świadczy to o jednakowym tempie dźwigania obu wymienionych jednostek przynajmniej od złożenia pokrywy mindelskiej.

Powyżej spłaszczeń z otoczkami granitowymi, które wiążą się z pokrywą terasową zlodowacenia mindelskiego w obrębie Pasa Skalicowego (70—90 m), występują otoczaki Dunajcowe na garbie o wysokości 110—130 m nad Dunajcem (620—640 m n.p.m.) Na podobnej wysokości względnej Zuchewicz (1980) znajduje spłaszczenia, które wiąże z poziomem dolnoczwartorzędowym; są to spłaszczenia „piedmontu” Lubania nad Maniowymi, spłaszczenia w Grywałdzie, Dziadowych Kątach, w obrębie Pasa Skalicowego koło Falsztyna oraz w Pieninach po obu brzegach Dunajca i w dolinach większych potoków na wysokości 540—550 m n.p.m. (100—150 m nad Dunajec). Poza jedynym stanowiskiem w Szaflarach (Birkenmajer, Stuchlik 1975) brak jakichkolwiek udokumentowanych danych o okresie dolnoczwartorzędowym. Nie wykluczone, że jest to odpowiednik poziomu D, który w dorzeczu Białki jest trudny do przesłedzenia. Akumulacja mindelska w dolinie Białki wypełniała dolinę przypuszczalnie ze schodowo wykształconym dnem — powierzchnie erozyjne o wysokości współczesnej 100 m nad dno Białki, a miejscami zaledwie 60 m (2—6 km — ryc. 6). Ze względu na nie

najlepszy stopień odsłonięcia budowy tej terasy koło Jurgowa, problem ten nie został ostatecznie rozstrzygnięty (Baumgart-Kotarba 1978, s. 97—98). Przyjęłam, że 20—30 m miąższości pokrywa wypełniała rynną premindelską koło Jurgowa. Ponieważ miąższość tej pokrywy z biegiem rzeki maleje, więc można przypuszczać, że akumulacja ta miała charakter stożka.

W 1983 r. dr Jerzy Butrym z Lublina oznaczył wiek osadów pobranych z poziomu 70 m nad Białką w Jurgowie na  $363 \pm 54$  tys. lat metodą termoluminiscencji. Wyniki mają charakter wstępny. W razie potwierdzenia należałoby wiek poziomu 60—70 m wiązać ze stadium Odry zlodowacenia Riss. Dla rozpoznania czwartorzędu doliny Białki i Podhala konieczne staje się oznaczenie wieku pokryw znajdujących się w poziomach 100 m (Mindel?) i 50 m (Riss st. Warty?).

#### INTERPRETACJA TEKTONICZNA ZRÓZNICOWANIA TERAS W CZWARTORZĘDZIE

Interpretacja tektoniczna zróżnicowania czwartorzędowych teras wymaga założenia a priori, że pogłębianie dolin jest spowodowane podniesieniem tektonicznym obszaru. Nierównomierne rozcięcie można interpretować jako rezultat zróżnicowanego podnoszenia, chociaż może być efektem opóźnienia w rozwoju rzeźby, związanego bądź z erozją wsteczną, zwłaszcza w obszarze źródłowym, bądź z niedocięciem się rzeki do danego poziomu ze względu na mniejszą ilość wody w obszarze źródłowym czy większą odporność podłoża. Profile podłużne trzech głównych dolin odwadniających Tatry (ryc. 2) dostarczają przykładów zawieszonych dolin, które można korelować z odpowiednimi poziomami zrównywania na obrzeżeniu gór. Klimaszewski pierwszy (1950) stwierdził w Tatrach wpływ wielkości nieodmłodzonych odcinków dolin tatrzańskich na rozmiary zlodowaceń. Baumgart-Kotarba, Kotarba (1979) zwrócili uwagę na konserwującą rolę grubego materiału morenowego, wyścielającego odcinki dolin. Prawdopodobnie odcinek doliny Białej Wody od ujścia Rybiego Potoku po Łysą Polanę stanowi nie odmłodzony odcinek premindelski (ryc. 5). Wyrażono również pogląd, że w czwartorzędzie podnoszenie tektoniczne w Karpatach było procesem ciągłym, a powstawanie teras uwarunkowane zostało alternacją procesów wzmożonej akumulacji w okresach zimnych ze względu na wzmożoną dostawę do koryt i procesu rozcinania w interglacjalach, gdy erozyjne pogłębianie nie było hamowane dużą dostawą do koryt (Starkel 1965). Rozdzielenie wpływów tektonicznych i klimatycznych na działalność rzek w okresie czwartorzędu na obszarze, który podlegał dźwiganiu w górnym miocenie i pliocenie jest trudne. Dlatego ograniczę się do porównania efektów tych procesów uwarunkowanych zarówno tektonicznie, jak i klimatycznie w ciągu około 0,5 mln lat. Natomiast rozważania o zróżnicowaniu procesów fluwialnych w okresie od ustąpienia

ostatniego zlodowacenia, a więc w ciągu 20 tys. lat, zostaną przedstawione w następnym rozdziale.

Ocena rozcinania pokrywy mindelskiej jest łatwiejsza niż rozcinania cokołów tej terasy, co wynika — jak wspomniałam — z trudności zrekonstruowania profilu poprzecznego doliny. Poza tym fakt, że pokrywa mindelska nakładła się w rejonie Pasa Skalicowego na różnowiekowe elementy erozyjne (garby poziomu C, górnopliocenijskie, garby poziomu D, przypuszczalnie dolnoczwartorzędowe) i młodsze premindelskie utrudnia rozważanie o rozcinaniu kolejno młodszych cokołów terasowych. Przedstawione dane, jak i analiza zmniejszania się wysokości terasy mindelskiej, risskiej i würmskiej, w rejonie 10—13 km na profilu Białki (ryc. 6) świadczą, że w ciągu czwartorzędu strefa graniczna fliszu podhalańskiego z Pasem Skalicowym podlegała mniejszemu podnoszeniu, niż obszar synkliny Podhala i przylegający do niego od południa obszar Tatr. Ponieważ obrzeżenie północne Kotliny podlegało w czwartorzędzie podobnemu dźwiganiu jak Pas Skalicowy, a w okresie pannonu-pliocenu wydaje się, że tempo dźwigania Górców nie różniło się od tempa podnoszenia Skalnego Podhala i Tatr, istotne jest stwierdzenie jak zachowywały się terasy czwartorzędowe na obszarze przejściowym między podnoszonym a zapadającym się obszarem w rejonie Dębna—Frydmana. Zasięg zapadliska po północnej stronie przełomu Obłazowa—Kramnica nie jest rozpoznany, mimo profilowań sejsmicznych, grawimetrycznych, elektrooporowych i magnetycznych przeprowadzonych w czasie parotygodniowej praktyki studentów AGH w 1978 r. Badania geofizyczne obejmowały obszar między wychodniami Pasa Skalkowego od Obłazowej przez Nową Białą do Dębna, gdzie głębokości stropu utworów fliszowych znane są dzięki kilku wierceniom. Występowanie zapadliska tektonicznego zostało udokumentowane przez Niedzielskiego (1965—1966, 1971). Wiercenie F2 we Frydmanie nie przebiło utworów rzecznych Białki. Na podstawie analiz Oszast, Niedzielski (1971) zaliczył 100 m miąższości utworów do czwartorzędu i 26 m nie przebitych do pliocenu. Z uwagi na występowanie sarmackich utworów w Hucie 520 m n.p.m. (Oszast, Stuchlik 1977), należy oczekiwać dużego zrzutu tektonicznego między podnóżem dźwiganych Górców a zapadliskiem. Przyjmując wysokość pokrywy mindelskiej 70—90 m, terasy dolnoczwartorzędowej 110—130 m oraz 100 m miąższości utworów czwartorzędowych we Frydmanie (podobnie jak we Wróblówce w Kotlinie Orawskiej) można przyjąć, że amplituda czwartorzędowych ruchów tektonicznych na tym obszarze sięga nawet 230 m.

W świetle analizy teras środkowo i górnoczwartorzędowych na wschodnim Podhalu stwierdzam, że poza zapadliskiem frydmańskim i obszarem przylegającym do niego aż po Pas Skalicowy, przeważały ruchy dźwigające rzędu 70—100 m. Ruchy te najprawdopodobniej obejmowały ob-

szar Tatr i synkliny Podhala z jednej strony oraz Gorców z drugiej. Strefa graniczna między obszarem podnoszonym Podhala i zapadliskowymi Kotlinami Orawską i Nowotarską, między Czarnym Dunajcem a Białką przebiegała wzdłuż Pasa Skalicowego, który w czasie czwartorzędu był podniesiony o około 30 m mniej niż obszar znajdujący się na południe. Nie zaburzony przebieg poziomów zrównań w dźwiganej części Podhala i system teras skalno-osadowych świadczą, że podnoszenie tej części Podhala nie miało charakteru skośnego, lecz blokowy.

Natomiast w strefie granicznej fliszu podhalańskiego z Pasem Skalicowym i w obrębie Pasa stwierdzono dosyć gwałtowne obniżanie się terasy mindelskiej między Bańską 710 m npm. i Szaflarami 670 m npm. w dolinie Białego Dunajca oraz między Groniem 740 m npm. a Krem-pachami 610—620 m npm. w dolinie Białki. Najprawdopodobniej tak samo można interpretować występowanie pokrywy aluwialnej z otoczkami tatrzańskimi w dolinie Czarnego Dunajca między garbem Pasieki koło Chochołowa 780 m npm. a wierzchowiną Domańskiego Wierchu 750—740 m npm.

W tej samej strefie, którą nazwałam fleksuralną (Baumgart-Kotarba 1978), zmniejsza się w dolinie Białki wysokość terasy risskiej z 50 na 25 m oraz zanika cokolwiek obniżającej się terasy wurmskiej. W tej strefie też stwierdziłam występowanie lokalnego uskoku na linii Białki, który prawdopodobnie jest wieku eemskiego. Te dowody wskazują na tektoniczną aktywność w górnym plejstocenie strefy granicznej między fliszem Podhala a Pasem Skalicowym, znaną już z okresu posarmackiego — uskok w dolinie Cichego koło Domańskiego Wierchu — i podolnoczwartorzędowego, zrzucone bądź wychylone „bloki” koło Szaflar (Birkenmajer, Stuchlik 1975, Birkenmajer 1978). Natomiast charakter ruchów zapadliskowych w Kotlinach Orawskiej i Nowotarskiej wymaga dalszych badań. Oś zapadliska przesuwiała się, czego dowodem jest różna miąższość osadów czwartorzędowych w Koniówce (7 m), w Czarnym Dunajcu (28 m) i we Wróblówce (100 m). Równocześnie w północnej części dawnego zapadliska przypuszczalnie zaznaczyły się ruchy podnoszące, na co wskazuje różna wysokość płatów osadów sarmackich (Lipnica, Huba) i plioceńskich (Szubieniczna, Potoczki). Zasięg utworów sarmackich i młodszych, wyścielających zapadlisko od północy, był niewątpliwie większy. Utwory te w miarę dźwigania Beskidu Wysokiego były denudowane. Dlatego przypuszczam, że nie należy przywiązywać wagi do ich obecnego położenia morfologicznego w sensie hipotez o lokalnych ruchach wginających między Gorcami i Pasem Skalicowym. Uważam, że ich położenie świadczy przede wszystkim o dźwiganiu Beskidu Wysokiego względem obniżanego jeszcze w czwartorzędzie dna Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. O tym obniżaniu świadczą szerokie zasięgi teras najmłodszych (ryc. 3).

Trójkątny zasięg występowania młodszych teras dowiązuje do prze-

biegu fotolineamentów. Również strefy graniczne, w których zmniejszają się wysokości teras dowiązują do przebiegu fotolineamentów (ryc. 1, 2, 3). Świadczy to o ich roli tektonicznej. Na podkreślenie zasługuje więc fakt, że fotolineamenty nie tylko ograniczają jednostki morfostrukturalne wieku mioceno-pliocenckiego, lecz także na pewnym odcinku odpowiadają za zmniejszenie się wysokości teras czwartorzędowych, a w innych przypuszczalnie ograniczają zasięg najmłodszej subsydencji. Dobrym przykładem tak zmieniającej się w czasie roli kolejnych odcinków jednego ciągu fotolineamentów jest strefa obcinająca od wschodu Tatry Bielskie, przechodząca wzdłuż doliny Białki w Białce i rozdzielająca Skalne Podhale od Kotliny Nowotarskiej (strefa Groń—Gronków). Skośnym przebiegiem tego lineamentu w stosunku do równoleżnikowego przebiegu struktur geologicznych Pasa Skalicowego na tym odcinku można by tłumaczyć fakt, że zmniejszanie się wysokości teras w Białce nastąpiło na południe od Pasa Skalicowego, a w dolinie Białego Dunajca po północnej stronie na kontakcie z fliszem zewnętrznym.

Nakładanie się pionowych ruchów bloków podłoża fliszu podhalańskiego, poprzecznych w stosunku do starszych równoleżnikowych struktur synklinorium Podhala, stwierdzili Mastella (1975) i Roniewicz (1979). Przykładem takiej strefy jest linia Jurgów—Trybsz, należąca do lineamentu satelitarnego wschodniego obrzeżenia Tatr.

Zarówno analiza powierzchni zrównań na granicy Tatr i Podhala, jak i analiza terasy mindelskiej i rissowskiej w dolinie Białki wskazują, że północny brzeg Tatr nie był aktywny po utworzeniu się tych powierzchni i nie spowodował zaburzenia wysokości wspomnianych teras. Dlatego w świetle analizy zarówno geomorfologicznej, jak i zdjęć satelitarnych trzeba przyjąć, że wzdłuż północnego brzegu Tatr aktywność fotolineamentu wygasła najpóźniej we wczesnym badenie, a później cały obszar podlegał jednakowemu podnoszeniu.

## TEKTONICZNE I KLIMATYCZNE PRZYCZYNY ZRÓŻNICOWANEGO, WYKSZTAŁCENIA TERAS MŁODSZYCH OD TERASY Z OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA W PROFILU BIAŁKI

Zróźnicowanie wykształcenia teras młodszych od terasy würmskiej zostało stwierdzone dzięki skartowaniu zasięgu terasy z ostatniego zlodowacenia i stopni terasowych młodszych (ryc. 7; 8; 12). Analiza stereoskopowa zdjęć lotniczych umożliwiła precyzyjniejsze wydzielenie zasięgów poziomów terasowych, a nawet rynien w obrębie teras. Natomiast budowa tych poziomów nie została poznana w sposób wystarczający. Przeważa gruboziarnista facja korytowa, tylko lokalnie występują utwory piaszczysto-gliniaste facji pozakorytowej jako wypełnienie koryt, i nieciągła warstwa mad miąższości 10—50 cm. Datowanie osadów uniemożliwia brak szczątków roślin w gruboziarnistych aluviach. Dlatego tylko dwa stanowiska w dolinie Białki i jedno w dolinie Białego Dunajca datowano metodą C<sup>14</sup>. Z tego też powodu trudno rozstrzygnąć czy system teras stanowią stopnie erozyjne wycięte w aluwialnej terasie późnoglacialnej lub holocenijskiej czy dochodziło do kolejnych włożeń.

Dla rozróżnienia poziomów i pokryw aluwialnych przeanalizowano rozmieszczenie, liczbę i wysokość oraz stosunek teras młodszych do terasy z ostatniego zlodowacenia. Dodatkowym kryterium rozróżniania teras okazał się stosunek do stożków dopływów oraz rzeźba powierzchni terasy.

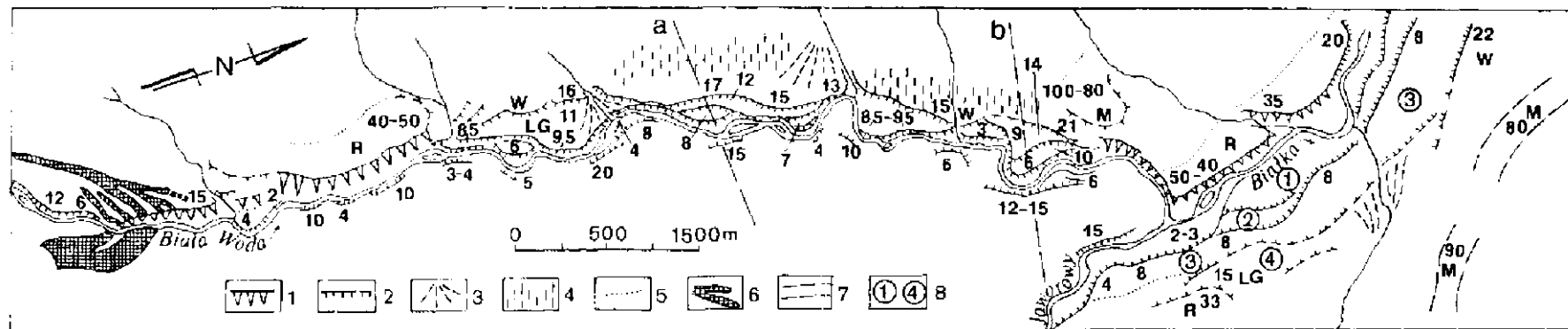
Poczynając od głównych moren końcowych na Łysej Polanie, aż po ujście do Dunajca, można wyróżnić kilka odcinków z odrębnie wykształconymi terasami (ryc. 9). Ta odrębność dotyczy doliny, która podlegała takim samym zmianom klimatycznym w czasie od ostatecznego wkroczenia lasu po młodszym dryasie. Dlatego przypuszczam, że chociaż sama działalność procesów fluwialnych była uwarunkowana klimatycznie, to zróźnicowanie w profilu podłużnym Białki może być wyrazem zróźnicowanego oddziaływania sił endogenicznych w ostatnich 15 tys. lat.

## STOSUNEK TERAS MŁODSZYCH DO TERASY WÜRMSKIEJ

Rozpoznanie terasy würmskiej nie budzi większych wątpliwości ze względu na prześledzenie jej przebiegu od moren maksymalnego zasięgu lodowca na Łysej Polanie (ryc. 7) i ze względu na złagodzenie kontaktu tej terasy ze stokiem przez pokrywy soliflukcyjne (ryc. 3). Terasa würmska ma na całej długości doliny, poza odcinkiem w Kotlinie Nowotarskiej, odrębny cokół skalny (ryc. 5; 6). Wysokość tej terasy zmienia się od 15 m, zaraz poniżej moren, do 20—30 m w odcinku doliny głęboko rozcinającej pogórze. Również w dolinie Białego Dunajca terasa ta przyjmuje podobne wysokości i ma cokół skalny. Wysokość tej terasy zmniejsza się do 15 m, a nawet 10 m w odcinku nazwanym wcześniej fleksuralnym, na pograniczu Pogórza i Kotliny Nowotarskiej, około 1—2 km powyżej przełomu w dolinie Białki i poniżej przełomowego odcinka w dolinie Białego Dunajca. Tam cokół tej terasy schodzi niżej poziomu współczesnego koryta.

Charakterystyczne jest, że wszystkie terasy młodsze, poza terasą najniższą 1,5—2,5 m, w odcinku od moren po połączenie Białki z Jaworowym są terasami skalno-osadowymi z odrębnymi cokołami, co świadczy o pogłębianiu doliny w skale w okresie późnoglacialnym i holocen-skim (ryc. 9a, b). Poniżej, terasy młodsze są terasami osadowymi (ryc. 9c, d, e). Ponieważ wysokość terasy würmskiej rośnie od połączenia z potokiem Jaworowym z 21 do 27 a nawet 30 m (a cokół skalny ma wysokość około 18 m), dlatego nie można wykluczyć, że obserwowane zróżnicowanie młodszych teras skalno-osadowych powyżej połączenia z Jaworowym oraz osadowych poniżej może odzwierciedlać opóźniony proces pogłębiania doliny w skale w stosunku do części, która modelowana była we współdziale dwukrotnie większej ilości wody i może dlatego wcześniej osiągnęła rozcięcie cokołu do obecnego poziomu. Powyżej połączenia z Jaworowym pogłębianie w skale kontynuuje się w holocenie. Dla wytłumaczenia tego zróżnicowania nie jest więc konieczne przyjmowanie zróżnicowanego wpływu procesów endogenicznych w okresie ostatnich 10 tys. lat dla odcinków powyżej i poniżej połączenia Białki z Jaworowym. Przyczynę tego zróżnicowania widzę w dwukrotnie większej zlewni połączonych dolin Białej Wody (73 km<sup>2</sup>) i Jaworowego 71 km<sup>2</sup>, dlatego obserwowane różnice można tłumaczyć czynnikiem hydrologicznym.

Analizując etapy rozcinania terasy würmskiej, najważniejszy wydaje się okres rozcinania pokrywy i cokołu skalnego do głębokości 7—9 m w odcinku od moren po połączenie z Jaworowym i odpowiadający mu proces pogłębiania do obecnej głębokości poniżej połączenia z Jaworowym. W jakim stopniu proces ten był związany ze zmianą reżimu fluwialnego w związku z szybkim zanikiem lodowców tatrzańskich, a w jakim dowiazywał do podnoszenia obszaru? Odpowiedź nie jest pro-

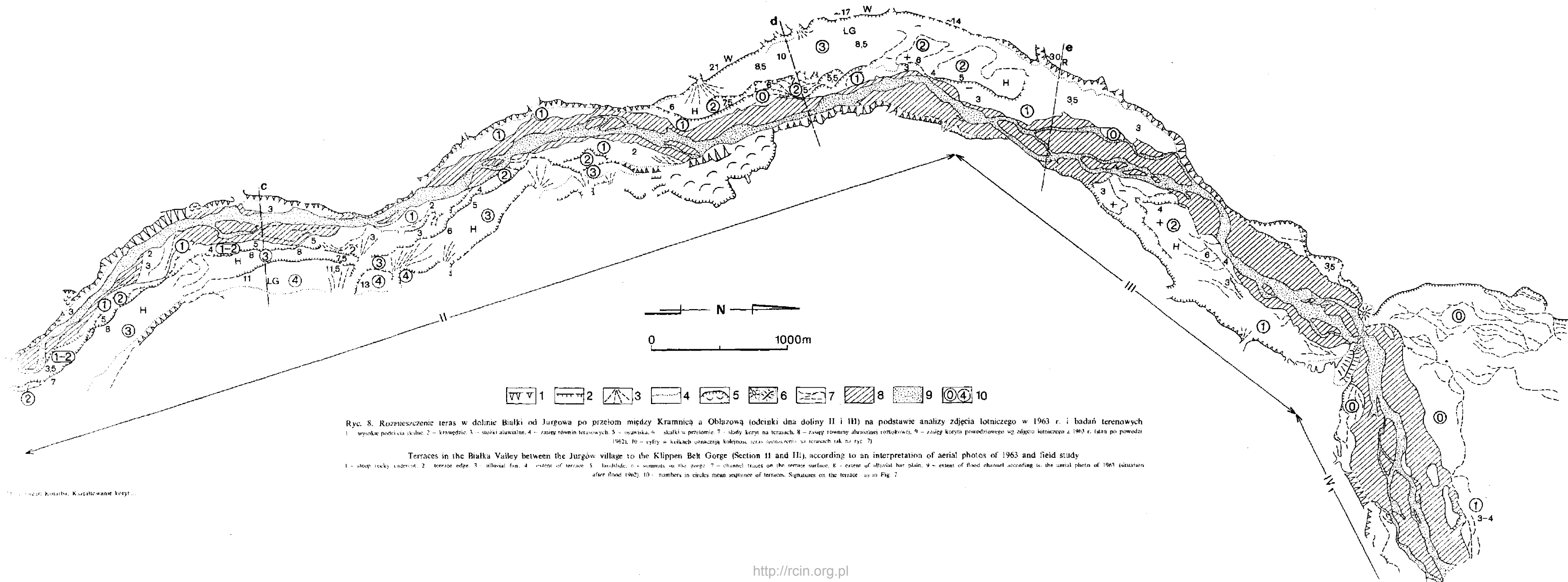


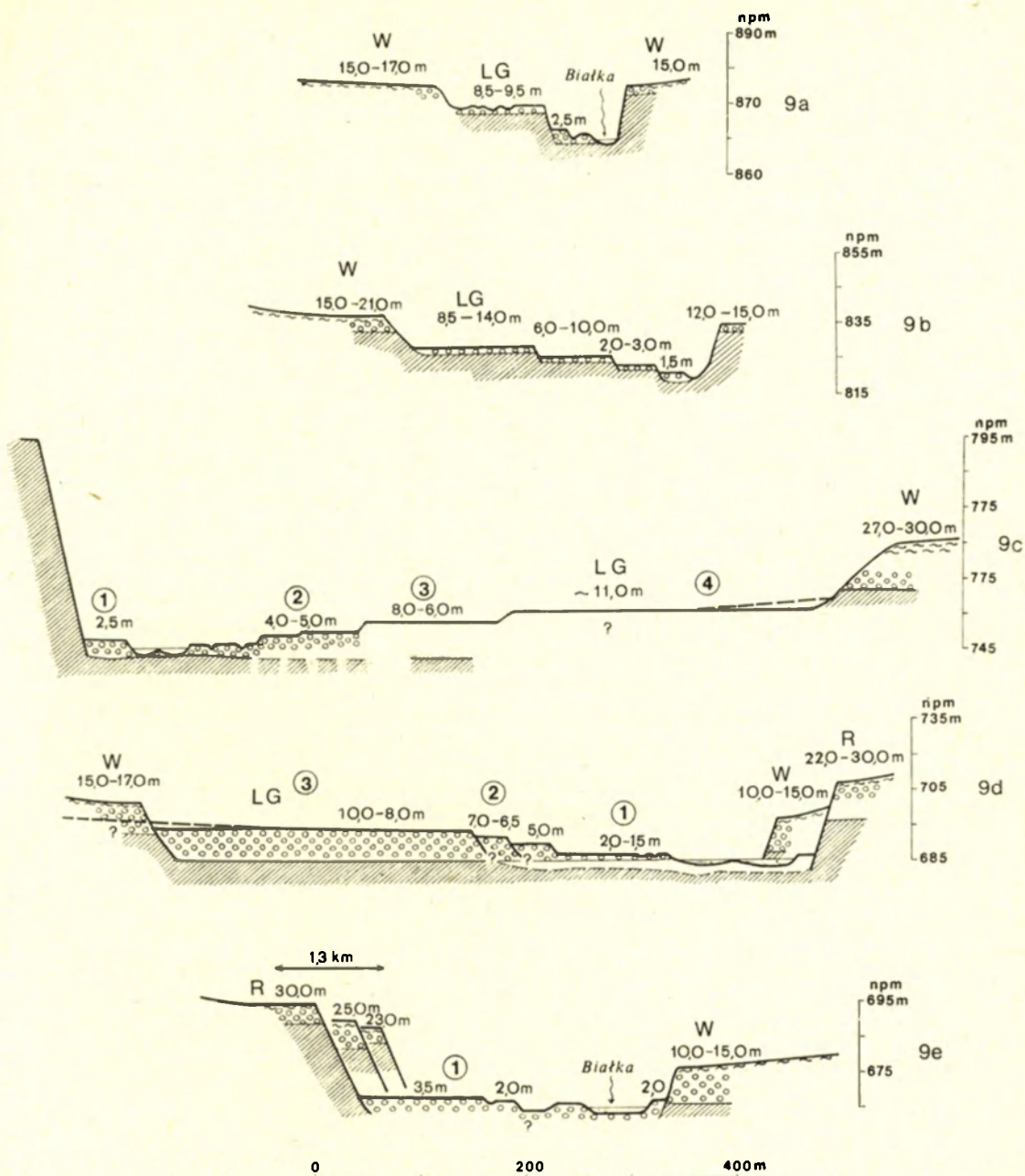
Ryc. 7. Rozmieszczenie teras w dolinie Białki od moren Łysej Polany po Jurgów (Odcinek I)

1 - strome podłoża skalne, 2 - krawędzie teras, 3 - stożki napływowe, 4 - pokrywy soliflukcyjno-proluvialne, 5 - zasięg teras, 6 - moreny końcowe ostatniego zlodowacenia (Würm), 7 - spłaszczenia szczytowe Uboczy Jurgowskiej, 8 - oznaczenie teras poniżej połączenia z Jaworowem 1-4, od najniższych holocenów do późnoglacialnej (LG), cyfry oznaczają wysokość teras, M - poziom terasowy Mündel, R - poziom terasowy Riss, W - poziom terasowy Würm

#### Terraces of the Białka Valley between terminal moraines ridges of Łysa Polana to the Jurgów village (section I)

1 - steep rocky underment, 2 - terrace edge, 3 - alluvial fan, 4 - confluence and proluvial covers, 5 - terrace extent, 6 - the Würm terminal moraines at Łysa Polana, 7 - flattening on the ridge crest of the Uboczy Jurgowskiej, 8 - different terraces below the confluence of the Jaworowy Stream and the Białka River 1-4, from the lowest Holocene to the Late Glacial terrace (LG). Numbers mean the height of terrace, M - Mündel terrace, R - Riss terrace, W - Würm terrace





Ryc. 9. Profile poprzeczne młodych teras od moren Łysej Polany po przełom przez Pas Skalicowy (lokalizacja profilów na ryc. 7 i 8)

Terasy: R — Riss, W — Würm, LG — późny glacial, H — niższe terasy holoceneskie; cyfry w kółkach oznaczają kolejność teras (por. ryc. 7 i 8). Na rycinie 9e zmiana wysokości terasy risskiej na długości 1,3 km z biegiem rzeki

Cross-profiles of young terraces between Łysa Polana moraines and the Klippen Zone Belt. Location of profiles on Figs. 7 and 8

Terraces: R — Riss, W — Würm, LG — Late Glacial and Lower Holocene terraces. Numbers in circles mean sequence of terraces, see Figs. 7 and 8. On Fig. 9e the arrow indicates change of the Riss terrace height on the distance of 1,3 km

sta. Wykształcenie i liczba teras młodszych od terasy z ostatniego zlodowacenia przeanalizuję kolejno w 4 odcinkach: 1) od moren fazy maksymalnej po połączenie z Jaworowym, 2) od połączenia z Jaworowym po strefę graniczną (fleksuralną) w Białce Dolnej, 3) w strefie granicznej zwanej dalej bifurkacją środkową, 4) od przełomu przez Pas Skalicy po ujście do Dunajca w Kotlinie Nowotarskiej.

#### ODCINEK I OD MOREN PO POŁĄCZENIE Z JAWOROWYM (5,5 KM DŁUGOŚCI)

W rezultacie rozcięcia terasy würmskiej do głębokości 7—9 m został utworzony poziom terasowy obecnie znajdujący się na wysokości 8,5—11 m. Terasa ta ma odrębny cokół skalny 7—9 m. Powstanie jej związane z intensywnym rozmywaniem na przedpolu moren w okresie szybkiego zanikania lodowców w dolinie Białej Wody u schyłku glacjału (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979). Proces rozcinania został zahamowany i wytworzyła się stosunkowo szeroka równina terasowa kształtowana przez meandrowy system koryt, o czym świadczą ślady rynien i pagóry w obrębie zakoli koło Ryniasu (ryc. 7). Następnie doszło do wcięcia się rzeki w skałę tak, że utrwalony został system meandrów. Erozji wgłębnej towarzyszyła boczna, co wyraziło się powstaniem podcięć skalnych po stronie proksymalnej meandrów i schodowym systemem niższych stopni po stronie dystalnej (ryc. 7). Świadczy to o erozji wgłębnej w formie meandrów ześlizgowych. Samo wykształcenie systemu meandrowego w poziomie 8,5—11 m wskazuje, że po okresie intensywnego wynoszenia materiału z przypuszczalnie anastomozującym układem koryt, właściwym rzekom przeciążonym o dużej energii, doszło do zmniejszenia się siły transportowej. Niewykluczone, że przełom przez moreny wylapywał materiał wędrujący z górnej części, uprzednio zlodowaczonej, ze względu na większą szorstkość koryta z blokami. Również podcięcia skalne terasy würmskiej ograniczały dostawę odpornego materiału granitowego z pokrywy aluwialnej terasy würmskiej.

Sytuacja omawianej terasy 8,5—11 m przypomina terasę 5—6 m Czarnego Dunajca koło Ludźmierza, gdzie datowane utwory torfowiska na Grelu i analizy paleobotaniczne (Koperowa 1958, 1962) wskazują, że szeroka terasa poniżej terasy z ostatniego zlodowacenia powstała przed interstadialem Bølling (Klimaszewski 1961, 1967). Dlatego przyjmuję, że intensywne rozmywanie terasy z ostatniego zlodowacenia przypadło w okresie późnoglacialnym, gdy procesy stokowe nie dostarczały większej ilości materiału, a energia wód z topniejących lodowców mogła przyczyniać się do odprowadzenia materiału na zewnątrz. Analiza moren na Łysej Polanie świadczy, że samo rozcięcie moren nastąpiło przed fazą oscylacyjną, której śladem są małe wały morenowe po wewnętrznej stronie moren głównych z ostatniego zlodowacenia (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979). Tę fazę oscylacyjną powiązano roboczo ze stadiem Buhl (15 tys. lat), mimo że brak potwierdzenia tego datowania C<sup>14</sup>.

Rozcinanie terasy würmskiej i utworzenie terasy 8,5—11 m można by wiązać z okresem późnoglacialnym, a zahamowanie procesów erozyjnych z młodszym dryasem. Rozcinanie przez system meandrów ześlizgowych byłoby w takiej sytuacji procesem holocentrycznym. Holocentryczny system „ześlizgowych” teras skalno-osadowych w odcinku od moren do połączenia z Jaworowym, może stanowić przesłankę do stwierdzenia, że terasy osadowe w odcinku niższym po strefę fleksuralną są terasami erozyjnymi wyciętymi w pokrywie terasy późnoglacialnej.

Zasięg i liczbę teras w omawianym odcinku przedstawia mapka teras (ryc. 7) oraz profile poprzeczne (ryc. 9a, b). Ponieważ trudny jest do ustalenia wiek teras ogólnie zaliczonych do holocentrycznych, w celu korelacji poziomów terasowych wyróżnionych na całej długości doliny Białki posługujemy się podwójnym systemem oznaczeń. Terasy z indeksem „W” i „LG” są zaliczone odpowiednio do teras z ostatniego zlodowacenia i późnego glacialu.

Oprócz wysokości nad poziom rzeki, podawanej w metrach, cyframi „1”, „2”, „3”, „4” oznaczono kolejne wyższe stopnie terasowe. Terasa „4” w omawianym odcinku jest późnoglacialną i taka sytuacja występuje jeszcze w Jurgowie. Natomiast niżej występują tylko 3 terasy młodsze od terasy würmskiej i terasa „3” ma cechy pozwalające ją korelować z poziomem terasowym wieku późnoglacialnego. W odcinku ujściowym poniżej poziomu würmskiego wyróżniono tylko dwie terasy, z których oznaczona cyfrą „2” wydaje się późnoglacialną.

W odcinku I — oprócz omówionej dokładniej terasy późnoglacialnej, której wysokość rośnie z biegiem rzeki i osiąga w pobliżu połączenia Białki z Jaworowym 15 m — występują terasy skalno-osadowe 6—7 m, 3—4 m i terasa osadowa 1—2,5 m. Wysokość terasy 6—7 m rośnie w dół do 10 m (ryc. 7, 8, 9a, b). Na całej długości omawianego odcinka koryto Białki wycięte jest w skale, występują progi i kotły skalne oraz łachy zwirowe.

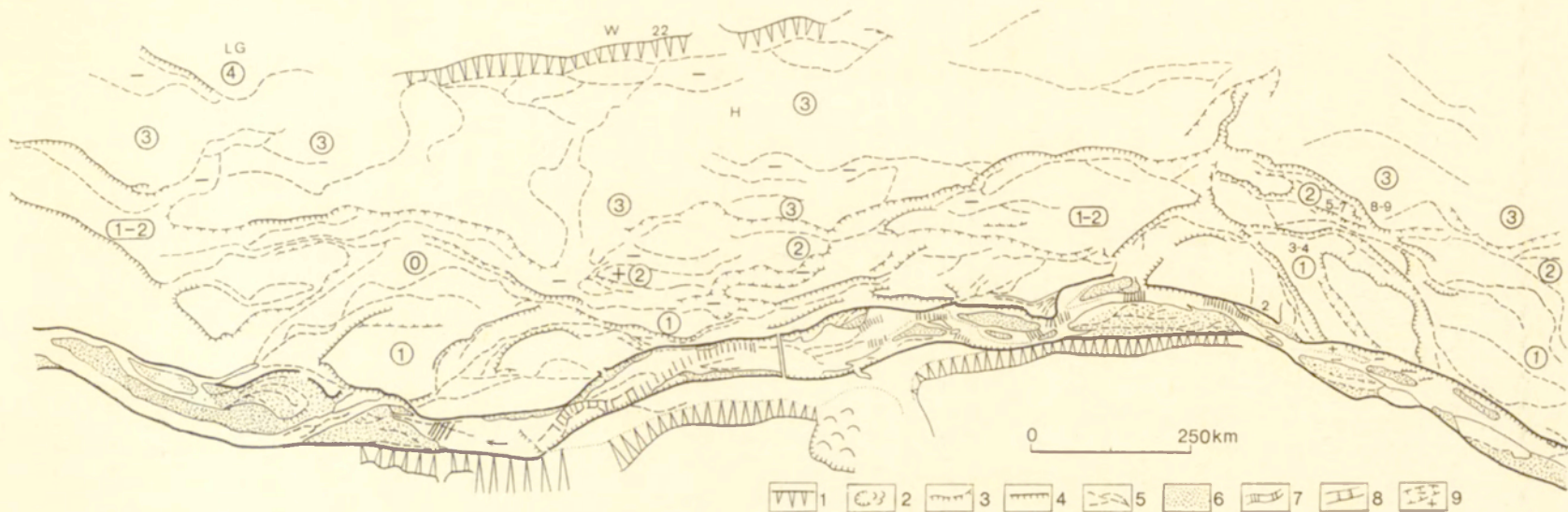
#### ODCINEK II OD POŁĄCZENIA Z JAWOROWYM PO STREFĘ „GRANICZNA” W BIAŁEJ DOLNEJ (10 KM)

Rozmieszczenie teras w dnie doliny Białki, znajdujących się poniżej terasy würmskiej zostało opracowane na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych w skali 1:14 600, z nalotu wykonanego w 1963 r. Oprócz teras osobną sygnaturą wydzielona została równina aluwialna, która porośnięta jest lasami iglastymi i liściastymi (głównie olchą), i zasięg łóżyska Białki, przypuszczalnie będącego rezultatem przemodelowania w czasie powodzi w latach 1938 i 1959. Modelowanie równiny aluwialnej zostanie przedstawione szczegółowo w następnym rozdziale. Równina ta wznosi się 1—2,5 m nad poziom wody, lecz trudno ją zaliczyć do teras, gdyż występujące w jej obrębie stosunkowo świeże rynny oraz lokalnie zaznaczające się nadbudowywanie w czasie powodzi wskazują na powiązania genetyczne tych równin nadrzecznych z łóżyskiem powo-

dziowym. W skrócie można zdefiniować równinę aluwialną rzeki roztokowej jako odpowiednik równiny zalewowej rzek meandrowych. W języku angielskim takie równiny towarzyszące rzece roztokowej nazywane są „bar plains” („Bar plains around braided river channels with no levées or meander scrolls” — Gregory, Walling 1976, s. 261).

Rozmieszczenie teras w omawianym odcinku przedstawia częściowo rycina 7 oraz rycina 8, a stosunek tych teras do terasy wurmskiej profile poprzeczne (ryc. 9c, d). Rycina 8 obejmuje także kolejny odcinek „graniczny” oraz strefę przełomu przez Pas Skalicowy. Na podkreślenie zasługuje fakt, że terasa późnoglacialna obniża się w odcinku II z 15 m powyżej Jurgowa do 8,5 m przy kościele w Białce. Jej osadowy charakter mogłam stwierdzić tylko we wsi Białka Środkowa poprzez wywiady studzienne. O jej odrębności świadczy brak śladów starych rynien, co można stwierdzić porównując płyty tej terasy z niższymi terasami na zdjęciach lotniczych. Na powierzchni tej terasy złożone są rozległe, płaskie stożki bocznych potoków, które powstały przypuszczalnie w okresie rozcinania terasy późnoglacialnej przez Białkę, podczas gdy wzmożona erozja w bocznych potokach zaznaczyła się akumulacją materiału u ich wylotu, a potoki te ze względu na mniejszą energię nie były w stanie rozciąć terasy późnoglacialnej. Większą powierzchnię w dnie doliny Białki zajmuje niższa (kolejna) terasa osadowa 8 m w Jurgowie (Drathowa 1963), którą można śledzić jako terasę o wysokości 6—5 m w Białce Środkowej. Terasa ta w Jurgowie jest terasą „3”, a w Białce terasą „2”, co świadczy o zmniejszeniu się liczby teras w omawianym odcinku. W obrębie równiny terasy młodszej od późnoglacialnej wyraźne są ślady koryt, co stanowi cechę charakterystyczną holocenских teras Białki. Czy są to terasy erozyjne, czy włożone nie można jednoznacznie rozstrzygnąć. Przyjmując warstwę 3 m jako warstwę „czynną”, charakterystyczną dla współczesnej działalności rzeki roztokowej typu Białki można założyć, że spągowe części terasy 8—6 m należą do aluwów akumulacji terasy późnoglacialnej. Ze względu na brak bliższych danych o wieku pokrywy budującej terasę 8—6 m przyjmuję, że jest to terasa holocenska, nie wykluczone, że wycięta w późnoglacialnej. Rycina 9 przedstawia schematycznie budowę teras między Jurgowem a Białką Środkową (ryc. 9c, d), a rycina 10 fragment z trzema terasami holocenскими w Jurgowie z wyraźnie zachowaną rzeźbą rynien, a miejscami także łąch, świadczących o stopniowym rozcinaniu aluwów i przemieszczaniu się koryta Białki ku podcięciu skalnemu Brzegów. Wyrażne krawędzie terasy związane są z podcięciami towarzyszącymi rynnom. W tym czasie, podobnie jak i obecnie, Białka miała charakter rzeki anastomozującej.

Parametry współczesnych form koryta, przedstawione na rycinie 10, stanowiącej interpretację zdjęcia lotniczego w skali 1:5000 z nalotu w 1979 r., przypominają parametry łuków podcięć i śladów rynien interpretowanych na terasach. Interpretacja zdjęcia lotniczego w skali



Ryc. 10. Przykład najmłodszych teras w Jurgowie (1—3) z zachowanymi rynnami koryt w obrębie teras. Mały fragment terasy późnoglacialnej (4). Odcinek pogłębiony w młodszym holocenie (wg zdjęcia lotniczego z 1979 r.)

1 — podcięcia skalne, 2 — osuwiska, 3 — krawędzie teras i rynien zachowanych na terasach, 4 — zasięg koryta powodziowego, 5 — ślady najgłębszych rynien w korycie i szwów w obrębie dawnych łach, 6 — łachy, 7 — bystrza w korycie, 8 — progi skalne, 9 — obniżenie koryt (—) i wypukłości łach (+)

The example of youngest terraces at Jurgów (1—3) with an old channel talweg within the terraces. Small fragment of the Late Glacial terrace (4). The section was deepened during the Young Holocene (according to an aerial photo of 1979)

1 — rocky undercut, 2 — landslide, 3 — terrace and channel edge within the terrace, 4 — extent of flood channel, 5 — traces of the deepest part of the channel and the scams within the old bars, 6 — bars, 7 — riffles, 8 — rocky steps in the channel bed, 9 — depressions of an old channel bed (—) and elevation of an old bar (+)

1 : 5000 w przypadku rzeki o rozmiarach Białki pozwala na wyróżnienie zarówno śladów rynien korytowych, jak i charakterystycznych ciągów obniżen znajdujących się w obrębie współczesnych łąch. Geneza tych ciągów obniżen (rynny przelewowe lub szwy z kolejno przyrastających członów łąchy złożonej) będzie dyskutowana w rozdziale następnym. Jak już podkreślono wcześniej, w obrębie powierzchni terasy zaliczonej do późnoglacialnej nie zaznaczają się takie ślady, dlatego uważam, że występowanie rynien i zróżnicowanej rzeźby łąch na powierzchni terasy jest cechą rzeźby młodszej, holocenijskiej. Poniżej terasy 8 m znajdują się w Jurgowie jeszcze dwie terasy (oznaczone cyfrą „2” i „1”), a w Białce jedna. Ze względu na schodkowe obniżanie się teras i wyraźną rzeźbę podcięć erozyjnych i rynien rozdzielenie stopni „1” i „2” było trudne, dlatego zastosowano sygnaturę łączną „1—2”. Gdy w grę wchodziły powierzchnie nieznacznie wyższe od równiny aluwialnej (użytkowane jako łąki lub pola) wskazujące, że są elementem stabilniejszym niż równina nadrzeczna rzeki roztokowej, wprowadzono sygnaturę łączną „1—0” lub „0”.

Z analizy omawianego odcinka wynika, że następowało stopniowe pogłębianie się doliny w obrębie aluwialnej pokrywy o miąższości około 10 m między Jurgowem a Białką. O ile tworzenie pokrywy terasy późnoglacialnej musiało być wywołane czynnikiem klimatycznym, to rozcinanie jej i utworzenie większej ilości wyższych stopni w Jurgowie w porównaniu z całą Białką może odzwierciedlać różnice między strefą Pogórzy, znajdującą się w osi synkliny Podhala a strefą bliższą szeroko rozumianej „granicy” między Skalnym Podhalem a Kotliną Nowotarską. Zdecydowana różnica w wykształceniu teras młodszych ma miejsce we wzmiankowanym odcinku granicznym i w Kotlinie.

W podcięciu terasy „1”, poniżej mostu w Bukowinie Dolnej, na prawym brzegu Białki w Czarnej Górze odsłania się kopalna rynna Białki wypełniona materiałem gliniasto-piaszczystym 1,85 m miąższości. W spągu rynny zachowały się kawałki gałęzi, których wiek oznaczono metodą  $C^{14}$  na  $850 \pm 110$  BP (Gd-935). Terasa ta ma wysokość 2—3 m, a rynna kopalna około 20 m szerokości. Jest to wskaźnikiem, że terasa oznaczona liczbą „1” była modelowana w ostatnim tysiącu lat.

Na podkreślenie zasługuje fakt, że na całej długości omawianego odcinka koryto docięte jest do podłoża skalnego, chociaż odsłonięcia w formie progów skalnych ograniczają się tylko do kilku stref. Zróżnicowanie modelowania w czasie ostatnich 130 lat w omawianym odcinku stwierdziłam na podstawie analizy planów katastralnych z 1846 r., porównując je z sytuacją na zdjęciach lotniczych. Będzie to przedmiotem odrębnych rozważań w następnym rozdziale. Jednak nie można wykluczyć, że jeszcze współcześnie w sensie ostatnich 130 lat następuje pogłębianie koryta Białki w strefie poniżej połączenia z Jaworowym, podczas gdy w odcinku od Czarnej Góry przeważała boczna migracja koryt.

ODCINEK III — STREFA GRANICZNA ZWANA ODCINKIEM BIFURKACJI ŚRODKOWEJ  
(PO PRZEŁOM PRZEZ PAS SKALICOWY)

Odcinek o długości nieco ponad 2,5 km wyróżnia się gwałtownym obniżeniem wysokości teras czwartorzędowych i zaniknięciem cokołu terasy wurmskiej (ryc. 6, 8). W odcinku tym przypuszczalnie jeszcze w okresie interglacjału eemskiego nastąpiły ruchy tektoniczne różnicujące brzeg wschodni i zachodni, tak więc tu przypuszczalnie przebiega strefa uskokuwa związana z lineamentem wschodniego obrzeżenia Tatr Bielskich, mającym przedłużenie po Szaflary. W odcinku tym poniżej podcięć terasy risskiej i wurmskiej występują tylko dwie terasy — terasa „1” o wysokości około 3 m i terasa „2” o wysokości 5–6 m. Terasa „2” ma ślady koryt na powierzchni, zaliczam ją więc do holocenskich. Nasuwają się dwa pytania: dlaczego w odcinku „granicznym” brak terasy późnoglacialnej i jak kształtuje się stosunek koryta do podłoża skalnego, gdyż w odcinku bifurkacji środkowej nie zaznacza się obecność podłoża skalnego w postaci progów bądź w dnach rynien erozyjnych. Ostatnie miejsce przed Kotliną Nowotarską, w którym odsłania się flisz znajduje się koło mostu w Trybszu. Jest to zwężenie koryta Białki, pogłębianego w ostatnich 130 latach. W przedstawianym odcinku granicznym obserwować można więc dwa pododcinki: wyższy, odznaczający się rozdzieleniem (tzw. „bifurkacja środkowa”) w ostatnich 130 latach o niezmiennym zasięgu i trudnym do wytłumaczenia ze względu na charakterystyczną zmienność lateralną rzeki roztokowej, z wykształconą tylko terasą najniższą 3 m i pododcinek niższy z przewężeniem łóżyska, z ostatnimi wychodniami progów skalnych i terasą 4 m posiadającą lokalnie cokol skalny o wysokości do 1,5 m. Dolna część odcinka granicznego była modelowana przypuszczalnie pod wpływem znajdującego się poniżej przewężenia przełomu Białki przez Pas Skalicowy. W tej strefie szerokość równiny nadrzecznej jest szczególnie duża, a towarzyszy jej terasa „1” o wysokości zmniejszającej się z 4 do 1,5 m.

Nasuwa się następująca interpretacja tektoniczna. Lokalne wginanie może być przyczyną przedstawionego wykształcenia teras w omawianym odcinku, wyjaśniając przewagę terasy najniższej i szeroką równinę aluwialną (ryc. 9e). Odcinek zwany wcześniej fleksuralnym ze względu na położenie w strefie przejściowej między podnoszonym Podhalem i Kotliną, oraz ze względu na przebieg fotolineamentu satelitarnego, nazywany tu „granicznym”, wykazuje swoistą odrębność cech (fot. 2). Jednak wytłumaczenie przyczyn odrębności opisywanego odcinka nie jest zadowalające. Nie wiadomo czy bifurkacja środkowa jest strefą lokalnej subsydencji, czy też ewentualna agradacja osadów nie jest ograniczona do wąskiej strefy przedpola struktury Pasa Skalicowego? Geolodzy Mastella (1975) i Watycha (1975) podkreślają możliwość istnienia głębokiego uskoku ograniczającego strukturę Pasa od południa. Nie

można wykluczyć wpływu holocenckich procesów endogenicznych na odrębność tej strefy, mimo że brak bezpośredniego dowodu, jakim byłoby stwierdzenie większej miąższości aluwii w tej strefie za pomocą wierceń.

#### ODCINEK IV — W KOTLINIE NOWOTARSKIEJ OD PRZEŁOMU DO UJŚCIA

Charakterystycznym elementem rzeźby jest duża bifurkacja, która podkreśla stożkowy charakter trójkąta wypełnionego osadami Białki (ryc. 3). Nasadę (*apex*) stożka stanowi wylot z przełomu między Obłazową i Kramnicą, znajdujący się obecnie 622 m n.p.m. Zachodnia pobocznica podcina krawędź, ponad którą znajduje się pokrywa aluwialna okryta 1—2 m warstwą glin pylastych, proluwialnych, wiązana ze stożkiem fluwioglacjalnym wieku risskiego (Halicki 1930; Klimaszewski 1950/51, Baumgart-Kotarba 1978). Jedynie przy samej skałce Obłazowej, od której początkowo łukiem odchodzi wspomniana krawędź znajduje się mały fragment terasy würmskiej (9 m), okrytej cienką do 0,5 m warstwą utworów pylastych. Krawędź przybiera przebieg prostoliniowy ku północy, wyznaczając przebieg rynny Białki, która ją podcinała i kierowała się do Łopusznej. Obecnie rynnę tę w dolnym biegu wykorzystuje potok Czerwinka, a w eksploatowanej powyżej Łopusznej żwirowni występuje niezwięzły materiał aluwii Białki. O funkcjonowaniu tej rynny Białki w czasach historycznych świadczą zapiski parafialne wsi Nowa Biała, która założona była na początku XIII w. na prawym brzegu Białki, po katastrofalnej powodzi jaka zniszczyła wcześniejszą osadę w miejscu, gdzie obecnie w polach znajduje się kościółek św. Magdaleny (wiad. ustna — Panek). Ślady świeżych rynien z zachowaną rzeźbą łach i oddzielających je obniżen można śledzić szczególnie przy starej polnej drodze z Nowej Białej do Gronkowa, gdzie zbliża się ona do krawędzi 3,5 m wysokiej. Niżej krawędź osiąga wysokość 7,5 m (ryc. 8). Terasę, na której powierzchni znajdują się obecnie te świeże ślady oznaczyłam cyfrą „0”, gdyż w strefie bezpośrednio przylegającej do wylotu z przełomu zarówno wysokość jej, jak i charakter nie różnią się od równiny aluwialnej, którą na rycinie 8 oznaczono szrafem. Jednak terasa „0” w większości jest użytkowana rolniczo (tylko najświeższe części rynien są nieużytkami), co świadczy, że znajduje się poza strefą współczesnych migracji koryt. Współczesny przebieg koryta Białki z towarzyszącymi jej zalesionymi równinami nadrzecznymi wyznacza wschodnią pobocznice prezentowanego stożka. Przyjmując holocencki wiek przedstawionej bifurkacji należy podkreślić, że trójkątny płat Boru Harkłowskiego, uznawanego za fragment terasy würmskiej, „wynurza się” nasadą poniżej wsi Nowa Biała (ryc. 3). Studia terenowe wskazują, że już w północno-zachodniej części wsi Nowa Biała występuje warstwa 1 m mady gliniastych, a w strefie wynurzania się terasy

würmskiej występują 1—2 m miąższości popielato-płowe ility, lokalnie eksploatowane. Niewykluczone, że efekt wynurzenia się ku północy terasy würmskiej należy interpretować jako holoceni proces nadbudowywania (fosylizacji) utworów starszych w obrębie międzyrzecza. Jeżeli tak, to trzeba znaleźć wytłumaczenie dlaczego proces taki występuje w górnej części stożka, podczas gdy w środkowej i dolnej na międzyrzeczu dawnej bifurkacji znajduje się płat terasy würmskiej, która prawdopodobnie grzebie osady terasy risskiej. Z mapy geomorfologicznej (ryc. 3) wynika, że wzdłuż Dunajca terasa risska ma wysokość 25—22 m nad Dunajec, a terasa würmska 9—13 m w zależności od nadbudowania pokrywami stokowymi z denudacji wyższego stopnia terascwego (Riss) (ryc. 11). Poniżej Łopusznej płat terasy z Borem Harklowskim ma wysokość 20—22 m, więc morfometrycznie odpowiada terasie risskiej, lecz wysokość krawędzi tej terasy obniża się, przyjmując 10—12 m nad Dunajcem przed Dębem. Korelując poziomy terasowe Białki, stwierdza się, że wschodni wierzchołek trójkąta „Boru Harklowskiego” odpowiada morfometrycznie terasie würmskiej. Taka sytuacja może świadczyć o fosylizacji utworów risskich przez würmskie na południe od Harklowej. Ciekawe jest, że łopuszańska rynna Białki w odcinku ujściowym charakteryzowała się małą bifurkacją ujściową, widoczną dobrze w układzie pól i pod stereoskopem. Ujście zachodnie wykorzystuje Czerwonka. Ujście to zawieszone jest nad Dunajcem w poziomie terasy 5—6 m (ryc. 11. d), natomiast wschodnie jest podcięte zakolem Dunajca i dlatego wylot jego znajduje się obecnie na wysokości 13 m. Zawieszenie wylotów rynny łopuszańskiej świadczyłoby o starszym, nawet późnoglacialnym jej wieku. Niewykluczone, że w holocenie głównie czynną była rynna Nowa Biała—Dębno, a tylko okresowo w górnej części stożka dochodziło do przerzucenia się rzeki do rynny zachodniej.

Podsumowując rozważania ogólne o terasach w Kotlinie i ich stosunku do terasy würmskiej, można stwierdzić, że trójkątny w planie obszar z nasadą u wylotu z przełomu zajmuje terasa würmska, przypuszczalnie grzebiąca osady starsze, a u nasady stożka wystąpiło współczesne nadbudowywanie. Obszar teras ograniczają od zachodu prostoliniowa wyraźna krawędź podcinająca poziom risski, przez Ozimkowski (1975) traktowana jako fotolineament analizowany metodą zagęszczonych poziomów, od wschodu — skośnie przebiegająca w stosunku do struktur Pasa Skalicowego linia oddzielająca obszar rzeźby erozyjno-denudacyjnej, związanej z rozczłonkowywaniem podnoszonego Pasa Skalicowego, od obszaru szeroko rozwiniętych teras późnoglacialnej i holoceni. Brak wierceń w górnej i środkowej części stożka Białki w Kotlinie Nowotarskiej nie pozwala udowodnić w jakim stopniu przedstawiona hipoteza o młodej tektonicznej genezie trójkąta — stożka Biał-

ki, jest słuszna. Jedyne wiercenia znajdują się w dolnej części stożka między Dębem i Frydmanem.

Analiza wzajemnego stosunku teras wzdłuż współczesnej rynny Białki pozwala na wyróżnienie trzech pododcinków w Kotlinie (ryc. 12). W wydzieleniu poziomów terasowych niezbędna okazała się interpretacja zdjęcia lotniczego, gdyż w obszarze ujściowym stosunki morfometryczne nie są miarodajną przesłanką, zwłaszcza gdy w grę wchodzi wpływ młodych ruchów tektonicznych. Interpretacja zdjęcia lotniczego z roku 1959 w skali 1 : 14 000 umożliwiła precyzyjne ustalenie zasięgów stopni terasowych oraz analizę charakteru powierzchni terasy, występowania rynien, śladów koryt lub płatów płaskiej powierzchni bez mikroreliefu. Kryterium mikroreliefu pozwoliło oddzielić terasę występującą na prawym brzegu Białki między Krempachami i Frydmanem od teras posiadających wyraźne ślady koryt.

Wzdłuż Białki w Kotlinie można więc wyróżnić oprócz terasy würmskiej 8—10 m ograniczonej do Boru Harkłowskiego, którego występowanie związane jest z nieprzepuszczalnymi łożami sprzyjającymi powstaniu torfowisk i bagnisk porośniętych lasem, prawobrzeżną terasę późnoglacialną oznaczoną cyfrą „2” występującą tylko na „przypienińskim” brzegu oraz dwie holocenne terasy oznaczone cyframi „1” i „0” (ryc. 3). W obrębie terasy „1” o wysokości 3—4 m można śledzić pod stereoskopem wyraźne ciągi obniżen—koryt lokalnie z rzeźbą łach. Natomiast w obrębie terasy „0” o wysokości 2—3 m zaznaczają się ciągi wąskich obniżen o przebiegu bardziej lub mniej krętym, które charakterystyczne są dla rzeźby powodziowego łożyska. W rozdziale następnym, w części poświęconej analizie modelowania koryt roztokowych, ten typ obniżen został nazwany „szwami” między kolejnymi przyrastającymi łachami, elementami dużych łach złożonych.

Rozmieszczenie tych teras wzdłuż głównego ciągu rynny Białki (ryna Dębna) między wylotem z przełomu a ujściem pozwala wyróżnić następujące pododcinki: 1) od przełomu po Nową Białą, 2) od Nowej Białej po początek bifurkacji ujściowej, 3) odcinek bifurkacji ujściowej (rys. 12).

Pododcinek 1 długości 2 km pokrywa się z górną częścią stożka. Rynnie Białki towarzyszy z obu stron terasa najniższa z wyraźnymi śladami łach i towarzyszących im obniżen „szwów”. W tej części dochodziło jeszcze w holocenie do zmian rynny Białki i przypuszczam, że ten fakt, chociaż sam w sobie wyraża mechanizm przerzucania koryt charakterystyczny dla rzeki roztokowej, sugeruje istnienie lokalnej przyczyny takiego zjawiska poza czynnikami fluwialnymi. Mechanizm przerzucania się koryt w części górnej stożka wskazuje na agradację, która mogła kompensować lokalną subsydencję. Zasięg tego odcinka pokrywa się z dziwnym przebiegiem zmiany fototonów (uskok?), obserwowanym na różnych zdjęciach lotniczych tego obszaru, a przecinającym prostopadle

do Białki terasę na lewym brzegu. Taka zmiana fototonów tłumaczona może być odmiennością stosunków wodnych, a ta z kolei jest trudna do wytłumaczenia w aluwialach, których struktury mają przebieg równoległy do rzeki.

Pododcinek 2, długości około 3,6 km, w porównaniu z poprzednim odznacza się wyraźnymi krawędziami oddzielającymi terasę „1” na lewym brzegu (od Nowej Białej w dół rzeki, o wysokości 3—4 m) i terasę „2” późnoglacialną po prawym brzegu od równiny aluwialnej towarzyszącej aktualnym korytom. Na prawym brzegu występuje na całej długości omawianego odcinka terasa oznaczona cyfrą „0” wysokości 2—3 m. Mimo że wysokość tej najmłodszej powierzchni terasowej nie różni się znacznie od terasy z przeciwnego brzegu, jednak rzeźba jej powierzchni oraz fakt bardzo świeżego wyglądu podcięć wznoszącej się nad nią późnoglacialnej terasy w Krempachach przesądziły, że przyjęłam opisaną „chronologię” tych poziomów terasowych.

Pododcinek 3 długości 2,8 km ma na prawym brzegu terasę „2” późnoglacialną, a na brzegu lewym terasę „1”, ponad którą wznosi się zaledwie 3—4 m krawędź terasy würmskiej.

Interesująca jest granica między odcinkiem 2 i 3. Zanika tu na prawym brzegu terasa „0”, przechodząc w równinę aluwialną z lasem charakterystycznym dla równiny nadrzecznej. Terasa „0” użytkowana jest jako pastwisko po wycięciu lasu, a pola orne zajmują części mniej kamieniste, okryte madami; są to płaskie części łąk ograniczonych zagłębieniami rynien (ryc. 12).

Na tejże granicy, w obrębie terasy „1”, na lewym brzegu występują wyraźne rozległe rynny, dokumentujące bliżej nieokreśloną holoceniską fazę koryt, które z tego miejsca kierowały się bardziej na zachód od obecnego ujścia Białki. Jedna z takich rynien podcinała terasę würmską (na krawędzi jej plastyczne ily eksploatowane przez cegielnię). Na granicy między wyróżnionymi pododcinkami znajdował się też początek charakterystycznej dla ujścia Białki bifurkacji. Po powodzi 1959 r. zlikwidowane zostało jej prawe ramię, tak że obecnie Białka uchodzi do Dunajca pojedynczym łózyskiem. Sprawie tej poświęcę więcej miejsca w następnym rozdziale, omawiając zmiany koryt w czasie ostatnich 130 lat. Istotne jest, że mimo roztokowego charakteru Białki, stałość zasięgu tej bifurkacji jest zadziwiająca. Te trzy elementy zestawione razem z danymi z wiercenia F2 (Frydman), które nie przebiło aluwiiów na głębokości 126 m, sugerują przebieg jakiejś linii aktywnej tektonicznej, prostopadłej do koryta Białki w miejscu wyznaczonym przez opisane trzy elementy. Natomiast fakt zachowania się na prawym brzegu Białki przypuszczalnie późnoglacialnej terasy wysokości niewiele wyższej od terasy holoceniskiej, powszechnej na brzegu przeciwnym, może sugerować, że brzeg „Pasa Skalicowego” w okresie późnoglacialnym i ho-

loceńskim odznaczał się pewną tendencją podnoszącą w porównaniu z brzegiem zachodnim.

Jedyną datą, jaką udało się uzyskać w tej części Kotliny Nowotarskiej, jest wiek kawałków gałęzi ( $1850 \pm 50$  BP Gd-1041) znajdujących się w spągu rynny podcinającej terasę „1” Białki (ryc. 12). Rynna ta jest starym korytem Dunajca, którego ślady widoczne są we wsi Dębno, blisko zabytkowego kościoła. W wykopie związanym z budową wałów izolujących obszar przyszłego zbiornika czorsztyńskiego od Dębna widoczne było kopalne podcięcie erozyjne aluwii Białki. Aluwia zbudowane są z grubych otoczków granitów tatrzańskich. W nie włożone są utwory mułkowo-ilaste odznaczające się dużą zawartością części organicznych. Wypełnienie to wskazuje na spokojną sedimentację w rynnie, której utworzenie przypisuję Dunajcowi. Data  $1850 \pm 50$  BP wskazuje na wiek wypełnienia, gdyż rynna może być starsza. Niemniej znajduje się ona około 4 m ponad Dunajcem pośrednio sugerując stosunkowo młody wiek pokrywy terasowej w Dębnie. Świadczy to o tendencji do pogłębiania koryta Dunajca (średnio 2 mm/rok). W porównaniu z faktem współczesnego nadbudowywania nasady stożka Białki poniżej przełomu przez Pas Skalicowy można sądzić, że rozwój całego stożka jest zeterminowany oddziaływaniem sił endogenicznych; relatywnie większą subsydują w górnej części stożka, przejawiającą się w działalności rzeki agradacją i przerzucaniem koryt na przemian z lewej na prawą poboczną. W części środkowej zaznacza się tendencja do pogłębiania się koryta, widoczna również w lokalnym pojawieniu się terasy „0” na prawym brzegu poniżej terasy późnoglacialnej. Występowanie stabilnej ujściowej bifurkacji sugeruje przebieg aktualnego uskoku poprzecznego do rzeki. Przypuszczalnie subsydująca miała tu, a może i ma dalej, ograniczony zasięg, a tendencja do pogłębiania koryta Dunajca świadczy o rozcinaniu pokrywy holocenkiej z udziałem rzeki o większym przepływie niż Białka.

Cechą istotną z punktu widzenia rozważań neotektonicznych jest brak odsłoneń podłoża skalnego na całej długości przedstawianego odcinka, występowanie terasy würmskiej osadowej o wysokości zaledwie 7—9 m nad Białką, niezmiernie szeroko wykształconej niskiej terasy holocenkiej na lewym brzegu i przypuszczalnie późnoglacialnej i holocenkiej na prawym (ryc. 8, 12).

#### PORÓWNAWCZA ANALIZA TERAS MŁODSZYCH OD TERASY Z OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA W DOLINIE BIAŁEGO DUNAJCA

Ze względu na to, że dolina Białego Dunajca przecina te same jednostki strukturalne co dolina Białki, przeprowadziłam analizę porównawczą wykształcenia teras młodszych. Wykształcenie teras w dolinie Białego Dunajca różni się od teras w dolinie Białki, lecz wysokości tych

terasy są podobne. Cechą charakterystyczną doliny Białego Dunajca w obrębie Rowu Zakopiańskiego jest akumulacja materiału fluwioglacjalnego na przedpolu dolin Filipki, Suchej Wody oraz na garbach Antałówki i Bystrego. Natomiast w odcinku od Poronina po Szaflary dolina ma charakter płaskodennej doliny przełomowej. Dno doliny do 0,5 km szerokie zajmują 2—4 m terasy holocenijskie oraz terasa przypuszczalnie późnoglacialna o wysokości malejącej z biegiem rzeki z 13 m w Harendzie do 6 m w Poroninie i Białym Dunajcu.

Poziom akumulacji fluwioglacjalnej związanej z ostatnim zlodowaceniem, najlepiej wykształcony na stożku zakopiańskim w dolnej części Zakopanego, opada 20 m krawędzią ku rzece, a na całej długości przełomowej doliny Białego Dunajca zaznacza się jako listwa u podnóży stoków, podcięta wyraźną krawędzią 20—22 m wysoką, która lokalnie w bocznych stożkach wznosi się do 25 m nad rzekę. Między Bańską a Szaflarami poziom würmski jest najlepiej rozwinięty i ma wysokość 17—20 m (1—2 m pokrywa gliniasta proluwialna, 6—10 m pokrywa aluwialna, około 9 m cokół skalny). Natomiast poniżej Szaflar, tj. poniżej przełomu przez Pas Skalicowy, występuje rozległy stożek aluwialny rozcięty obecnie do głębokości 14 m. Stożek ten uważany był przez Halickiego (1930), Klimaszewskiego (1950/51, 1961) i Birkenmajera (1976a) za würmski. Stosunek młodszych teras do terasy-stożka z ostatniego zlodowacenia koło Nowego Targu przedstawiają profile na rycinie 11a, b, c.

Cechą różniącą system terasowy Białego Dunajca, jak podkreślono wyżej, jest akumulacja materiału fluwioglacjalnego na garbach w Rowie Zakopiańskim i stosunkowo wąskie listwy terasy würmskiej, której cokół skalny ma wysokość około 10 m. Przypuszczam, że w rozwoju terasy późnoglacialnej i teras holocenijskich większą rolę odgrywała dostawa materiału fliszowego z podcięć niż przerabianie pokryw aluwialnych. Stwierdzana tu wysokość terasy würmskiej przypomina wysokości tej terasy w dolinie Białki. Natomiast różnica dotyczy wykształcenia teras młodszych. Terasa, przypuszczalnie późnoglacialna, rozpoczyna się na prawym brzegu w Harendzie, gdzie ma 13 m wysokości. W jej stropie występują torfy ( $4960 \pm 120$ — $4280 \pm 120$ ), których powstanie wiąże z utworzeniem osuwiska zboczowego. Poniżej w profilu poprzecznym znajduje się terasa skalno-osadowa — 6 m, zaledwie z 1 m pokrywą aluwiiów (ryc. 13). Ze względu na nałożenie się aluwiiów bocznych stożków na terasie 8 m w Poroninie i 6 m w Białym Dunajcu uważam zachowane fragmenty tej terasy za późnoglacialne. Terasa ta poniżej mostu we wsi Biały Dunajec ma cokół skalny 3—4 m, natomiast fragment tej terasy w Bańskiej ma wysokość 7 m nad rzeką, ale jest zbudowany z 9-metrowej pokrywy aluwialnej (dane na podstawie wiercenia w Bańskiej), podczas gdy terasa w przełomowym odcinku o wysokości 7—8 m jest terasą skalno-osadową z pokrywą o miąższości

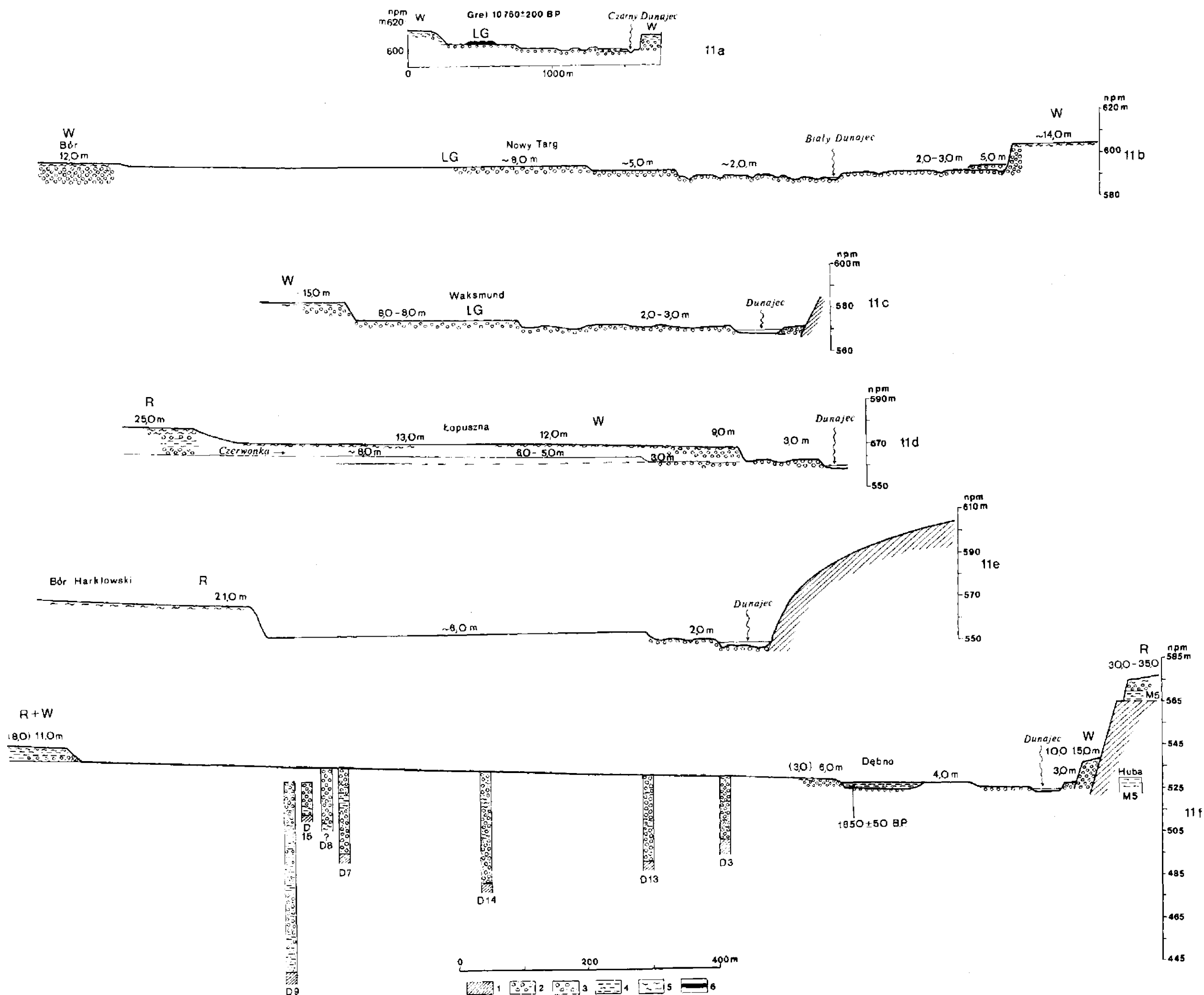
zaledwie 1 m (ryc. 14). W Nowym Targu terasa ta ma 7—8 m miąższości i przypuszczalnie jej odpowiednikiem jest osadowa terasa 6—7 m z torfowiskiem Na Grelu (ryc. 11a, b).

Terasy holocenijskie wysokości 4—2 m posiadają cokół skalny. Jedyne w Kotlinie Nowotarskiej wszystkie terasy są osadowe.

Porównując terasy Białki i Białego Dunajca można stwierdzić, że podobieństwo polega na występowaniu wyłącznie teras osadowych w Kotlinie Nowotarskiej i na występowaniu w dolinie Białego Dunajca odpowiednika strefy granicznej z doliny Białki. W dolinie Białego Dunajca strefa ta wyróżnia się brakiem cokołu skalnego terasy późnoglacialnej i charakterystycznym rozdrożeniem koryt — odpowiednik bifurkacji środkowej Białki. Zasięg tej bifurkacji zbiega się w dolinie Białego Dunajca ze współcześnie tworzącymi się trawertynami na stoku w ujściowym odcinku potoku Gliczarowskiego, prostopadłym tu do doliny Białego Dunajca. Dolny zasięg bifurkacji wyznacza prostoliniowy odcinek Białego Dunajca w Szaflarach, uwarunkowany przypuszczalnie uskokiem i utrwalony wcięciem się w skałę. Terasa 3—4 m ma w Szaflarach 3 m cokół skalny (ryc. 14).

Uważam, że bardziej erozyjny charakter teras w dolinie Białego Dunajca związany był z mniejszym udziałem pokryw aluwialnych zawierających odporny materiał granitowych otoczków tatrzańskich, gdyż znaczna część materiału glacialnego została złożona w Kotlinie Zakopiańskiej. Niemniej podobne wysokości teras w obu dolinach świadczą o ich rozwoju uwarunkowanym zarówno podobieństwem wpływów tektonicznych, jak i uwarunkowań klimatycznych. Podobieństwo w rozwoju uwarunkowanym głównie wpływami tektonicznymi widzę w sekwencji odcinków wyróżnionych ze względu na wykształcenie teras:

1) Odcinek zakopiański od Uboczy po Poronin przypomina odcinek od Łysej Polany po połączenie z Jaworowym, 2) odcinek od Poronina po dolną część wsi Biały Dunajec (Lichaje) stanowi odpowiednik odcinka od połączenia z Jaworowym po odcinek „graniczny”, 3) odpowiednikiem odcinka granicznego Białki jest odcinek z bifurkacją między Lichajami a początkiem Szaflar, 4) różne jest wykształcenie w przełomie przez Pas Skalicowy, gdyż zarówno terasa 8 m, jak i 4 m są terasami skalno-osadowymi z odrębnymi cokołami (ryc. 14), a w samym korycie odsłaniają się berda w obrębie piaskowców w górnej części wsi Szaflary, w dolnej powstał typowy kanion wśród wapienia i dolomitów, przypominający koryto w dolinie Białego w Tatrach, 5) odcinek w Kotlinie zajmuje przede wszystkim szeroko rozprzestrzeniona terasa würmska, lecz występują też terasa późnoglacialna 8—5 m i terasa 2—3 m. Różnica w wykształceniu teras w Kotlinie polega na tym, że Biały Dunajec rozciął w osi swój stożek würmski, a Białka wykorzystuje współcześnie prawą pobocznicę stożka — rynnę Dębna, podczas gdy rynną Łopusznej była w holocenie używana okresowo. Rynną Łopusznej według mapy

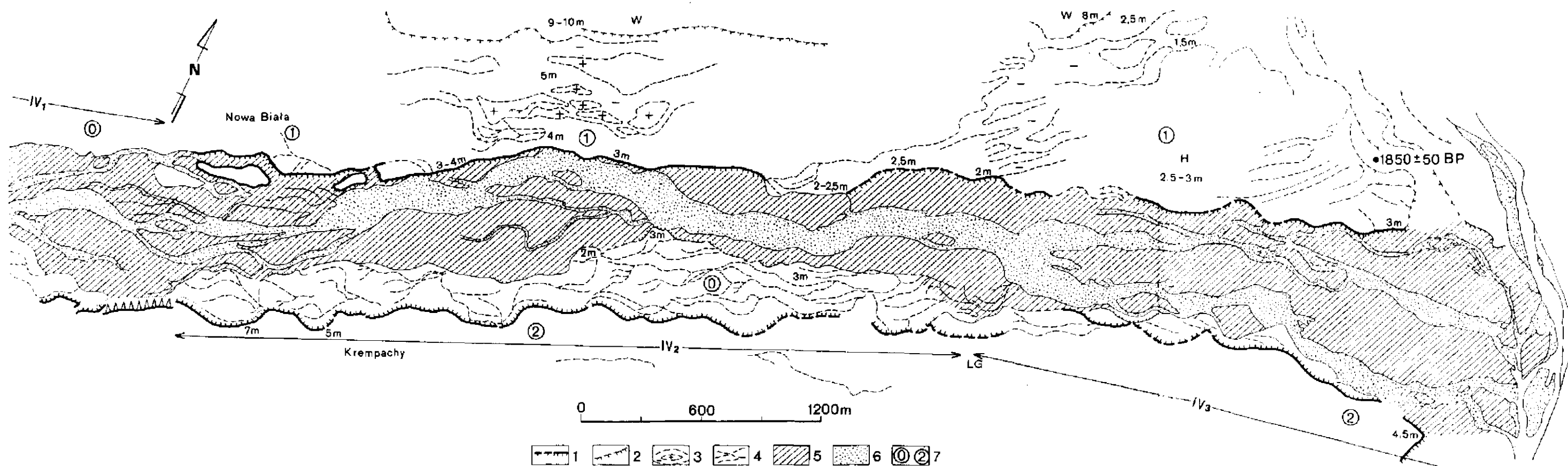


Ryc. 11. Profile teras Dunajca w Kotlinie Nowotarskiej

a - wg Galarowskiego i Klimaszewskiego (1981), b - w Nowym Targu, c - w Waksmundzie, d - w Łopusznej, e - Bór Harkłowski, f - przy ujściu Biatki. Terasy: R - Riss, W - Würm, LG - późny glacial; M<sub>5</sub> - osady mioceńskie, D<sub>3</sub> - D<sub>15</sub> - wierceń w strefie Frydman-Dębno; 1 - enkol skalny, 2 - żwir i gruboziarnisty osad korytowy, 3 - żwir z piaskiem, 4 - mułki i ły, 5 - gliny, 6 - torf

#### Cross-profiles of the Dunajec terraces in the Nowy Targ Basin

a - according to Galarowski and Klimaszewski (1981), b - at Nowy Targ, c - at Waksmund, d - at Łopuszna, e - near Bór Harkłowski, f - at the mouth of the Biatka. Terraces: R - Riss, W - Würm, LG - Late Glacial, M<sub>5</sub> - Miocene lacustrine deposits, D<sub>3</sub> - D<sub>15</sub> borings in the Frydman - Dębno zone, 1 - rocky scree, 2 - gravel and coarse grained channel material, 3 - gravel and sand, 4 - silt and clay, 5 - loam, 6 - peat

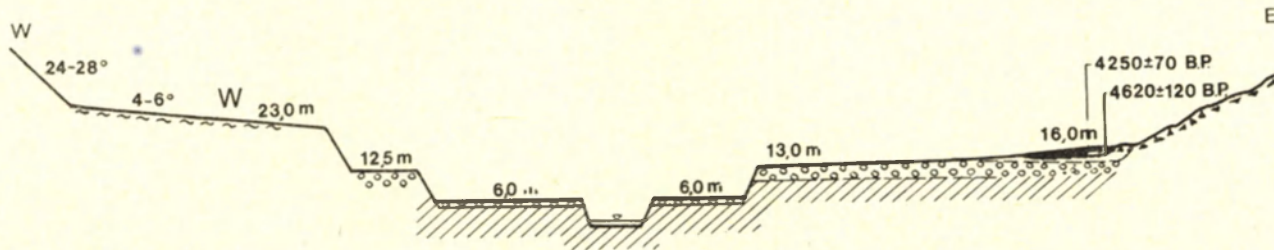


Ryc. 12. Terasy Białki w Kotlinie Nowotarskiej na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych z 1958 r.

1 - krawędzie ograniczające zasięgi migracji koryt (granice równiny aluwialnej z terasami), 2 - krawędzie innych teras, 3 - relief koryt i łach na terasie, 4 - ślady rowów marginalnych i szwów łach złożonych, 5 - równina aluwialna roztokowa, 6 - zasięg łowiska po powodzi 1958 r., 7 - oznaczenia cyfrowe kolejności teras. Terasa „0” najmłodsza.

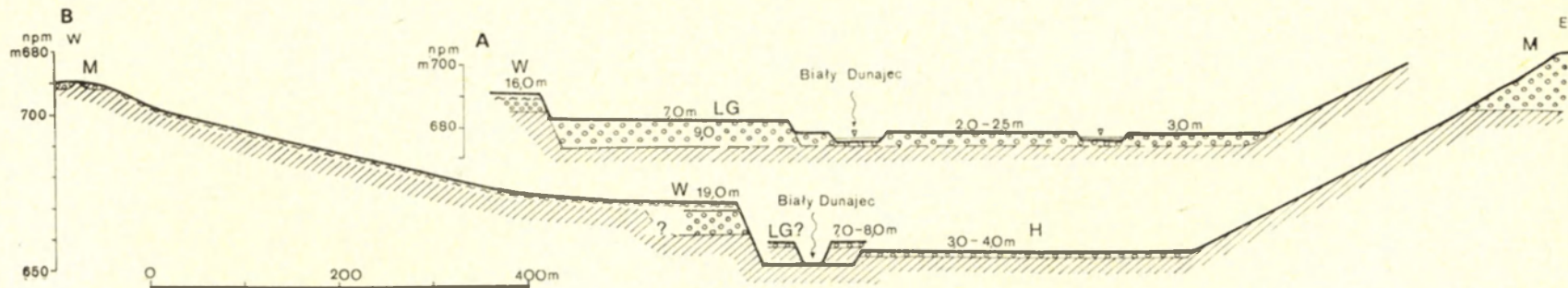
Terraces of the Białka River in the Nowy Targ Basin according to interpretation of the aerial photo of 1958

1 - boundaries between alluvial plain and terrace (extent of channel migration), 2 - edge of other terraces, 3 - relief of an old channel and bars on the terrace, 4 - terraces of marginal channels and scars belonging to a complex bar, 5 - alluvial bar plain, 6 - flood channel from 1958, 7 - the numbers indicate sequence of terraces. Terrace „0” - the youngest one



Ryc. 13. Profil poprzeczny koło Harendy w dolinie Białego Dunajca. Datowanie  $C_{14}$  torfów na terasie 13 m. Zatorfienie uwarunkowane powstaniem osuwiska

Cross-profile at Harenda in the Biały Dunajec Valley.  $C_{14}$  data within peat on the 13 m high terrace. The peat accumulation was provoked by landslide



Ryc. 14. Profile poprzeczne przez dolinę Białego Dunajca powyżej Szaflar:

A — w strefie bifurkacji środkowej, B — w przełomowym odcinku przez Pas Skalicowy powyżej Szaflar i w Szaflarach; M, W, LG, H — wiek teras

Cross-profiles of the Biały Dunajec Valley upstream of the Szaflary village

A — in the zone of „central” bifurcation, B — in the Klippen Zone Gorge, upstream of Szaflary and at Szaflary; M, W, LG, H — age of alluvial cover

Halickiego (1930) uchodziła za późnoglacialną. Jednak ze względu na świeżość form korytowych przyjmuję jej młodszy wiek.

Na zakończenie chcę podkreślić, że o ile w świetle wykształcenia teras młodszych od terasy z pełni ostatniego zlodowacenia w dolinie Białki i w dolinie Białego Dunajca nie można wykluczyć wygaśnięcia podnoszenia tektonicznego obszaru przynajmniej po Pas Skalicowy, to poniżej w Kotlinie tendencje podnoszące nie występowały, a rozcięcie 14 m terasy—stożka koło Nowego Targu może mieć charakter rozcięcia uwarunkowanego klimatycznie. Rozcięcie terasy wurmskiej było niewątpliwie uwarunkowane zmianami klimatycznymi, gdyż zaniknięcie lodowców spowodowało najprawdopodobniej „katastrofalne” przepływy zdolne do rozcinań i wynoszenia materiału. Występowanie wyżej cokołów w terasie wurmskiej wskazuje jednak na współtrwanie podnoszenia obszaru, które na pewno było procesem długotrwałym i o mniejszej intensywności niż tempo oszacowane na podstawie rozcinań teras poniżej Łysej Polany. Dla okresu późnoglacialnego obliczono tam na podstawie wysokości cokołów rozcinań 1—1,8 mm/rok (7—9 m w czasie 5—7 tys. lat i 0,8—1 mm/rok dla okresu holocenckiego (8—10 m w 10 tys. lat) — Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979. Pytaniami, które pozostaną otwarte jest interpretacja osadowego charakteru teras późnoglacialnej i holocenckiej w dolinie Białki, podczas gdy te terasy w dolinie Białego Dunajca są skalno-osadowymi, oraz przyczyny odrębności strefy nazywanej graniczną, w której występuje bifurkacja środkowa. Trzecie pytanie dotyczy zagadnienia, czy z punktu widzenia analiz geomorfologicznych można wykluczyć współczesną subsyduję w Kotlinie Nowotarskiej, zwłaszcza w strefie trójkąta Obłazowa-Frydman-Łopuszna.

Przypuszczam, że podobieństwo wysokości teras Białki i Białego Dunajca jest związane ze spadkiem dna, który jest funkcją materiału transportowanego i przepływów kształtujących koryta, a więc z czynnikami uwarunkowanymi reżimem klimatycznym, jako że materiał fluwioglacialny w tych dolinach jest podobny. Jeżeli docięcie się Białki do obecnego poziomu nastąpiło już u schyłku okresu późnoglacialnego, a na pewno przed utworzeniem terasy holocenckiej 8—5 m w odcinku od Jurgowa do Białki Dolnej, to fakt występowania teras osadowych o takiej samej wysokości jak teras skalnoosadowych w dolinie Białego Dunajca zdaje się wskazywać na procesy uwarunkowane klimatycznie, doprowadzające do podobieństwa wysokości i liczby teras. Dlatego też występowanie schodowo wykształconych teras osadowych w Jurgowie i Białce jest odpowiednikiem teras skalno-osadowych w dolinie Białego Dunajca między Poroninem a Bańską. Przypisuję im taką samą interpretację tektoniczną, tzn. od początku rozcinań terasy

würmskiej aż po okres współczesny rozcięcie podłoża skalnego jest podobne mimo różnego wykształcenia teras. Rozcięcie do obecnego poziomu szybsze w dolinie Białki, tłumaczyć mogę tylko czynnikiem hydrologicznym — wzmożonym działaniem łączących się wód Białki i Jaworowego sumujących wody ze zlewni o podobnych rozmiarach, podczas gdy Biały Dunajec wcina się w terasę-stożek zakopiański stopniowo, w miarę wzrostu dorzecza, a Poroniec wraz z Suchą Wodą łączy się z Białym Dunajcem dopiero w Poroninie.

Występowanie odcinka granicznego na południe od Pasa Skalicowego z charakterystycznymi bifurkacjami zarówno w dolinie Białki, jak i Białego Dunajca przypuszczam, że może mieć przyczyny tektoniczne.

Zagadnienie trwałości subsydencji w trójkącie Łopuszna-Frydman-Oblazowa jest najtrudniejsze. Spróbuję dać na nie odpowiedź po przeanalizowaniu w następnym rozdziale mechanizmów tworzenia równiny aluwialnej, zmian koryt rzek roztokowych i zmian, jakie zaszły w ostatnich 130 latach.

## WSPÓŁCZESNE PROCESY FLUWIALNE I KSZTAŁTOWANIE RÓWNINY ALUWIALNEJ RZEKI ROZTOKOWEJ

Szukając odpowiedzi na pytanie czy we współczesnych procesach fluwialnych można znaleźć odbicie oddziaływania sił wewnętrznych, należy przede wszystkim znać cechy właściwe naturalnym procesom korytowym i procesy kształtujące równinę nadrzeczną. Białka od połączenia z Jaworowym jest rzeką roztokową, związaną z występowaniem grubych otoczków granitowych, piaskowcowych i kwarcytowych. Mechanizm kształtowania koryt i transportu łach rzek gruboziarnistych anastomozujących poza klasyczną pracą Fahnestocka (1963) dopiero w ostatnich kilku latach doczekał się większej liczby prac dotyczących prawidłowości zmian koryt, rozważań nad ruchem rumowiska opartych na badaniach laboratoryjnych i częściowo terenowych, typów łach i ich kształtowania. Wśród dwóch typów rzek anastomozujących: „gravel streams” i „sand streams” (West 1978), zwanych także korytami „coarse-grained gravel pavement” i „fine grained alluvium” (Howard 1980), lub rzekami proksymalnymi i dystalnymi (Church, Gilbert 1975), rzeki z grubym rumowiskiem są trudniejsze do prowadzenia badań. Są to na ogół rzeki górskie, często w górnych częściach dolin zlodowacone lub takie, które w przeszłości były zlodowacone, a obecnie rzeka rozmywa grube osady fluwioglacjalne, oraz rzeki obszarów półsuchych i rzeki okresowe na stożkach. Trudności wiążą się z tym, że procesy uruchamiające rumowisko pojawiają się rzadko, trwają krótko, a w czasie ich trwania bezpośrednie obserwacje są niemożliwe ze względów bezpieczeństwa. Wiąże się to z dużymi prędkościami wody. Z tych względów podkreśla się następującą różnicę istotną w rozróżnianiu tych dwóch typów rzek roztokowych. Według Howarda (1980) hydrologicznie koryta gruboziarniste dowiązuje do „threshold” lub „stable”, gdyż dopiero przekroczenie warunków progowych w czasie kulminacji powodzi jest w stanie uruchomić rumowisko koryta okresowo bardzo stabilnego. Koryta piaszczyste należą do „live-bed” lub „regime”, gdyż procesy transportu zachodzą stale lub często, co wiąże się z reżimem rzeki. Właśnie procesy transportu w rzekach piaszczystych doczekały się wielu opracowań zarówno opartych na badaniach terenowych, jak i badaniach laboratoryjnych w sztucznych korytach. Badania te umożliwiły poznanie prawidło-

wości, jakie zachodzą między prędkością prądu, głębokością warstwy wody a kształtowaniem się form związanych z przemieszczaniem materiału piaszczystego. Według Simonsa i Richardsona (1966) istnieje 8 typów szorstkości dna piaszczystego; przy tzw. dolnym reżimie z liczbą Freuda  $F < 0,4$  typowe riplemarki, diuny (wydmy) fale piaszkowe według Gradzińskiego i in. (1976), nałożone riplemarki i wydmy; przy górnym reżimie, gdy  $F > 0,7$ , przy wzrastających prędkościach: płaskie dno, antywydmowa faza fal stojących, antywydmowa faza fal łamiących się na powierzchni oraz faza „chute and pool” (bystrzy i głębozców). Również parametry koryt meandrowych, ich związek z materiałem budującym brzegi i z przepływami oraz sedymentologiczne aspekty facji korytowej i pozakorytowych: facja korytowa, facja pozakorytowa wałów (levée), facja pozakorytowa glifów krewasowych, facja pozakorytowa równin (mady) (nazewnictwo polskie według Gradzińskiego i in. 1976) oraz facja pozakorytowej zewnętrznej równiny zalewowej — obniżen z bagnami (backswamps) należą do stosunkowo dobrze rozpoznanych. W ostatnim czasie więcej uwagi poświęca się rzekom zwanym przez Howarda (1980) „przejściowymi” — pośrednimi, gdyż w pewnych okresach mają charakter rzek meandrowych, a w pewnych roztokowych. Rzeki te na klasycznym wykresie Leopolda i Laine’a zależności przepływów i spadku lokują się blisko linii regresji, oddzielającej rzeki roztokowe od meandrowych (Schumm 1980). Przyjmuje się, że bądź ingerencja człowieka w rozkład i wielkość przepływów (wylesienie, budowa zapór), bądź zmiany klimatyczne decydują lub decydowały o zmianach układu rzeki, który jest funkcją zachodzących w niej procesów. Przykładami takich rzek są Durance we Francji (Tricart, Vogt 1967), Chippewa River w Wisconsin, rzeki Nowej Zelandii (Schumm 1980), Cimarron River w Kansas (Schumm 1977). W literaturze opisano również tzw. pseudomeandrowy typ koryt (Lewin 1976, Teisseyre 1980). Są to bądź koryta roztokowe o sinusoidalnym przebiegu głównego koryta (Lewin 1976), bądź rzeki zwirowo-piaszczyste meandrowe z charakterystycznym korytem zapasowym typu chute (przelewowym) używanym w okresie wezbrań (Teisseyre 1980).

Zaczynając pracę w latach 1975—1976 podjęłam badania zmierzające do ustalenia zmienności koryt i poznania mechanizmów tych zmian poprzez analizę planów geodezyjnych, starych zdjęć lotniczych (Baumgart-Kotarba 1980) oraz planu katastralnego z 1846 r. Najowocniejsza okazała się analiza porównawcza zdjęć lotniczych ze specjalnych nalożów, finansowanych przez Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, dokumentujących stan koryt Białki przed i po powodzi 1980 r. (19 V 1979 i 20 X 1980 r.).

Zróźnicowanie wykształcenia równiny aluwialnej w profilu podłużnym może wynikać z prawidłowości właściwych systemowi fluwialnemu, uwarunkowanych wzrostem parametrów takich jak powierzchnia

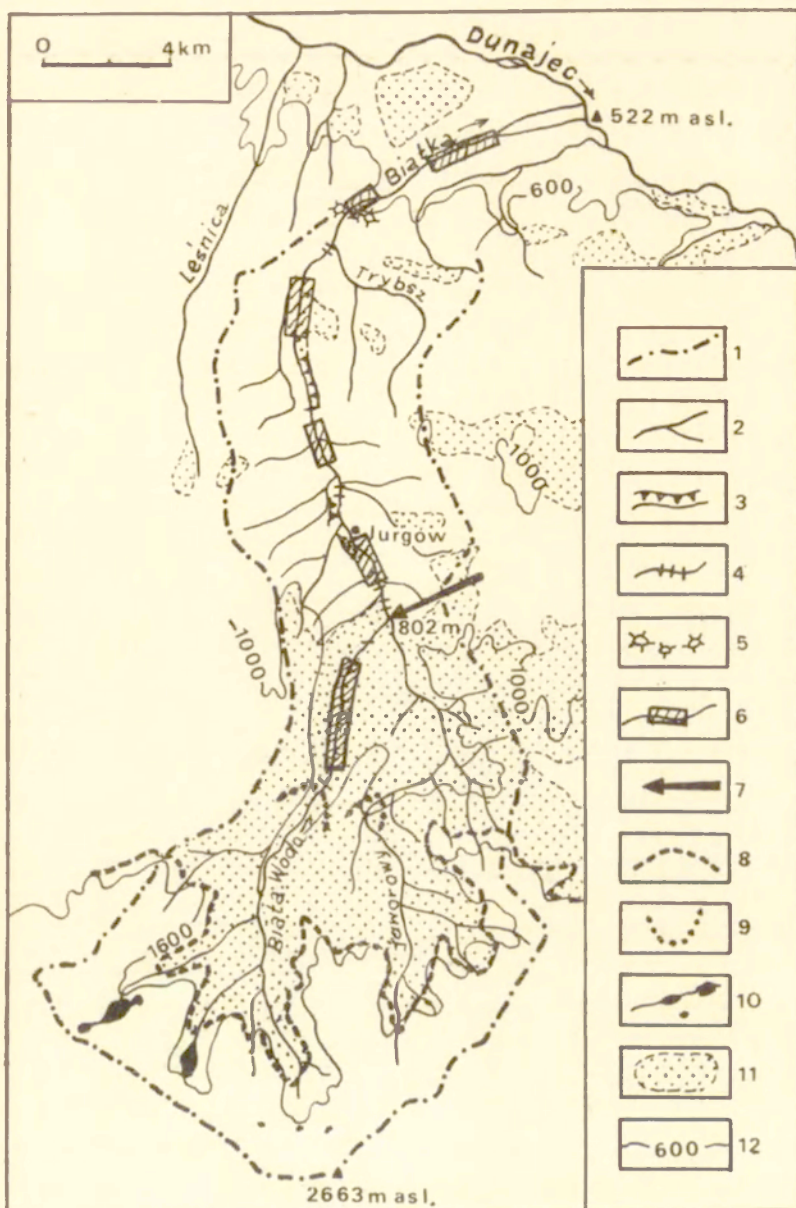
zlewni, szerokość i głębokość koryta, zmniejszenie się spadku itp. Sekwencje odcinków koryt i towarzyszących im równin, nie charakterystyczne dla przyrostu zlewni, są uwarunkowane strukturą geologiczną lub mogą świadczyć o ewentualnym wpływie czynników endogenicznych.

Stwierdzenie dużych rozmiarów zmian koryt w czasie powodzi 1980 r. (Baumgart-Kotarba 1983) wskazuje, że ewentualnych wpływów procesów endogenicznych na procesy fluwialne należy oczekiwać w takich interwałach czasowych, w których dochodzi do nakładania się efektów różnych powodzi — dlatego analizowane były zmiany w okresach 20—30 lat oraz 130 lat.

#### GLÓWNE CECHY ZLEWNI BIAŁKI TATRZAŃSKIEJ

Obszar zlewni Białki Tatrzańskiej liczy 232 km<sup>2</sup>. Zlewnia do połączenia Białki z Jaworowym ma kształt wachlarza (ryc. 15). Ta tatrzańska część obejmująca Tatry Wysokie i Bielskie zajmuje 143 km<sup>2</sup>, natomiast pozostałe 89 km<sup>2</sup> (z 22 km biegiem rzeki) przypada na wydłużoną część zlewni zbudowaną z utworów fliszowych. Wychodnie wapienne i dolomitowe Pasa Skalicowego zajmują niewielką część zlewni. Tatrzańska wysokogórska część zlewni wywiera decydujące piętno na współczesny reżim fluwialny. Także w przeszłości zlodowacenia decydowały o rodzaju dostawy materiału do koryta i rozkładzie przepływów. Około połowa tatrzańskiego obszaru zlewni znajduje się ponad górną granicą lasu, natomiast lasy zajmują 34,7% całej zlewni (Hennig i in. 1968). W przeszłości doliny Białej Wody i Jaworowa stworzyły największy system lodowcowy Tatr (Romer 1929; Halicki 1930; Klimaszewski 1961; Lukniš 1973). Pozostałością są grube pokrywy morenowe wyścielające dna dolin. W schyłkowym okresie zanikania lodowców i w holocenie powstały hałdy i stożki gruzowe. Te pokrywy, pomimo jezior wypełniających przegłębione odcinki dolin, a zwłaszcza cyrki lodowcowe, umożliwiają szybki odpływ wód (Wit-Jóźwik 1974). Okresowo podniesione stany wody występują w kwietniu i w maju ze względu na intensywne roztopy w górnej części zlewni, natomiast w czerwcu, lipcu, a czasem w sierpniu, wskutek deszczów rozlewnych i często intensywnych. Według Punzeta i Trylskiej-Siekańskiej (1972) największe katastrofalne powodzie w dorzeczu Dunajca zdarzają się wskutek intensywnych deszczy, których dobowe wartości przekraczają 200 mm. Według Niedźwiedzia (1972) w Tatrach w ciągu 3 dni spadło w 1934 r. 300—400 mm, a więc 1/4—1/5 średniego opadu rocznego.

Zlewnia Białki Tatrzańskiej w części wododzielnej Tatr wznosi się ponad 2000 m npm. Wiele szczytów zarówno w zamknięciu Białej Wody, jak i w otoczeniu Jaworowej ma wysokość 2300—2663 m npm. Natomiast ujście Białki do Dunajca znajduje się 520 m npm. Tak więc



Ryc. 15. Zlewnia Białki Tatrzańskiej

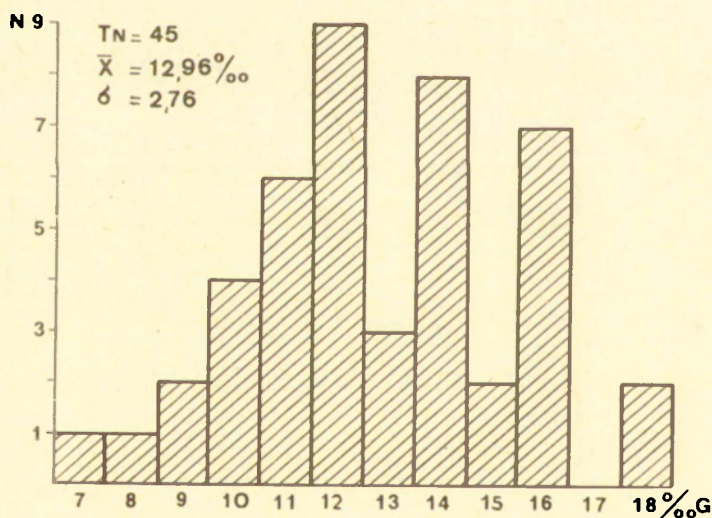
1 — wododział, 2 — rzeki i potoki, 3 — zboczowe podcięcia skalne, 4 — progi skalne w korycie, 5 — skałki przełomu Białki, 6 — lokalizacja analizowanych odcinków na ryc. 24, 26, 27, 29, 35, 36, 7 — połączenie Białej Wody z Jaworowym, 8 — górna granica lasu, 9 — maksymalny zasięg lodowców würmskich, 10 — jeziora, 11 — lasy, 12 — poziomicze

#### The Białka Tatrzańska drainage basin

1 — water divide, 2 — river and stream, 3 — undermined rocky slope, 4 — rocky steps in the stream channel, 5 — tors in the Białka gap, 6 — location of sections studied on Figs 24, 26, 27, 29, 35, and 36, 7 — the Białka and the Jaworowy Stream junction, 8 — upper tree line, 9 — maximum extent of Würmian valley glaciers, 10 — lakes, 11 — forest, 12 — chosen contour lines

różnica wysokości wynosi 2143 m, a współczynnik rzeźby (*Relief ratio*)  $\frac{2143 \text{ m}}{37 \text{ km}} = 57,9\text{‰}$ . Spadek doliny mierzony różnicą wysokości między Stawem Kaczym 1577 m n.p.m. a ujściem rzeki 520 m n.p.m. wynosi  $\frac{1057 \text{ m}}{40 \text{ km}} = 26,4\text{‰}$ .

Przyjmując 40 km długości doliny, mierzoną w osi głównego cieku, można przyjąć, że tatrzańska zlodowacona część wynosi 27,5‰ (11 km), z czego 2,5‰ (1 km) przypada na wysokogórska część doliny, wykształconą w formie cyrku, a 25‰ (10 km) na dno wyścielone utworami morenowymi, 17,5‰ (7 km) doliny odznacza się korytem wyciętym w podłożu skalnym fliszowym z systemem erozyjnych form korytowych, progów skalnych i kotłów, 34‰ długości (13,5 km) doliny ma koryto roztokowe aluwialne z rzadko pojawiającymi się progami skalnymi w pogórskiej części fliszowego Podhala, natomiast pozostałe 21‰ (8,5 km) doliny znajduje się w Kotlinie Nowotarskiej i ma koryta aluwialne roztokowe. Analizując spadki w wyróżnionych odcinkach doliny Białki, różnych pod względem genetycznym, można obserwować wyraźne ich zmniejszanie; w strefie cyrku wraz z progiem 177‰, w odcinku morenowym 46‰, w odcinku meandrów 18‰, w aluwialnym odcinku pogórskim 13,7‰, a w odcinku aluwialnym w Kotlinie 11,8‰. Natomiast spadek Białki od połączenia z Jaworowym po ujście do Dunajca, liczony dla 500 metrowych odcinków, wynosi 13‰ ( $\delta = 2,76$ ; ryc. 16).



Ryc. 16. Rozkład częstotliwości spadków łóżyska roztokowej Białki dla odcinków 500 m poniżej połączenia z Jaworowym

G — spadek w ‰, N — liczebność,  $T_N$  — liczba mierzonych odcinków

Flood channel gradients of the Bialka River calculated for 500 m segments

G — slope in promille, N — frequency,  $T_N$  — number of analysed segments

## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA BIAŁKI

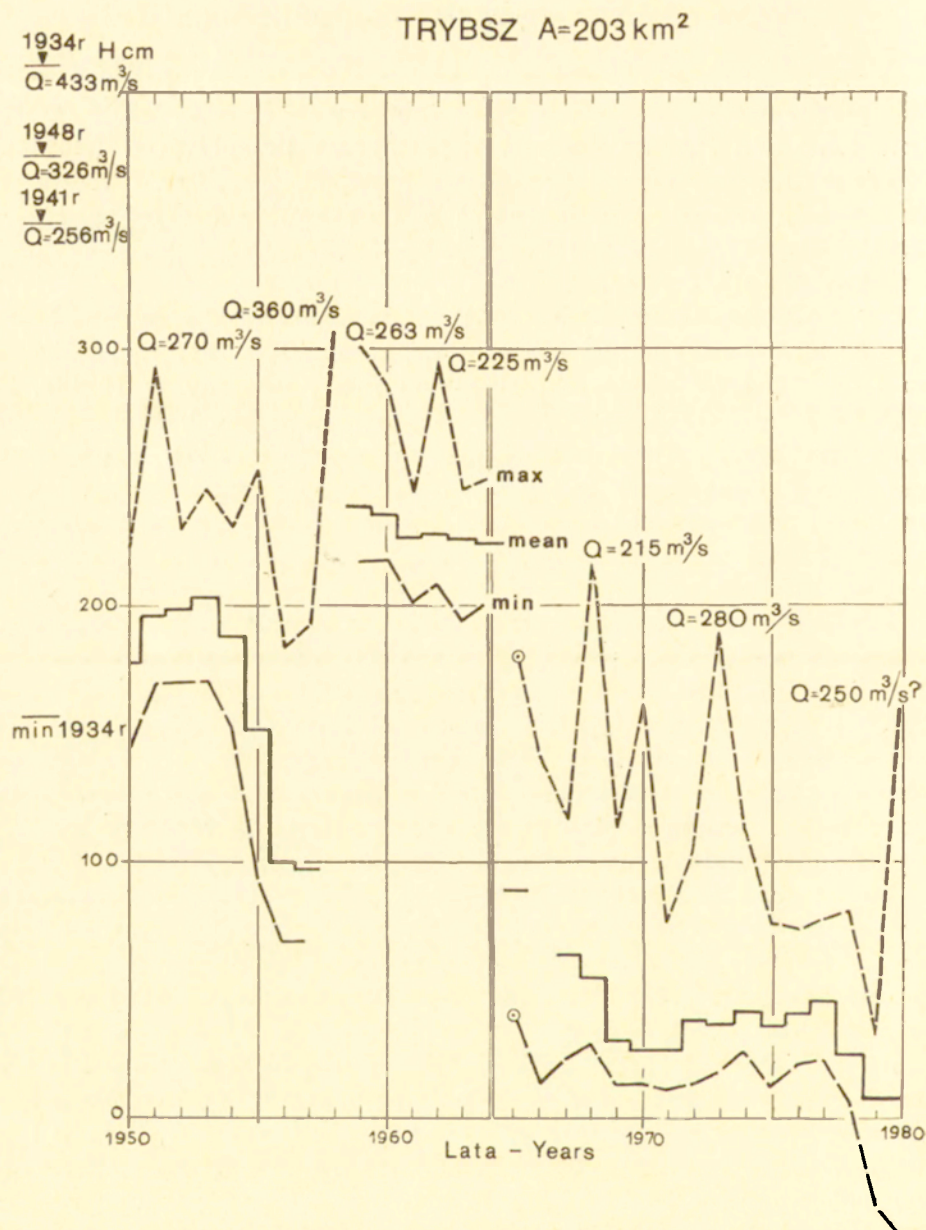
O wezbraniach Białki decydują gwałtowne roztopy (kwiecień, maj) oraz przede wszystkim 2—3-dniowe intensywne deszcze letnie. O reżimie rzecznym świadczy dobrze współczynnik przepływu  $\varphi$  (stosunek średniego przepływu miesięcznego do średniego przepływu rocznego). Dla Podhala wartość współczynnika  $\varphi$  opracował dla okresów 1951—1975 i 1961—1975 Punzet (1978a). Na Białce w Łysej Polanie wynosi on prawie 2,5 dla czerwca.

Na Białce występują dwa profile wodowskazowe: na Łysej Polanie ( $A = 63 \text{ km}^2$ ) na wysokości 965 m n.p.m., założony w 1917 r., i w Trybszu ( $A = 203 \text{ km}^2$ ) na wysokości 642 m n.p.m., założony w 1924 r. Ze względu na zmiany profilu wodowskazowego w czasie każdej powodzi, która uruchamia materiał denny nie jest możliwa zadowalająca ocena przepływów. Obserwacje w Trybszu prowadzone są na głównym ramieniu Białki pod mostem, lecz w czasie wezbrań Białka płynie 2 lub 3 korytami, a zawsze część wody odpływa młynówką, której pobór znajduje się 1,75 km powyżej wodowskazu.

Przyjmuję większość danych odnośnie do statystyki przepływów na podstawie opracowania hydrologicznego Hydroprojektu w Krakowie (Hennig i in. 1968). Dane dla powodzi za 1970 i 1973 otrzymałam od J. Punzeta, który udostępnił mi swoje obliczenia. Najistotniejsze jest oszacowanie dla Białki wartości progowych przepływu, które powodują istotne zmiany koryt w wyniku uruchomienia rumowiska w całym łózysku i tym samym doprowadzają do kształtowania równiny aluwialnej. Nie ma publikowanych danych odnośnie do przepływów Białki poza latami dwudziestymi. W Rocznikach Hydrologicznych wodowskaz Trybsz jest charakteryzowany jako zły, z podwójnym korytem i młynówką; ostatnio został zlikwidowany. Dane dla wodowskazu na Łysej Polanie doczekały się opracowania przez Gieysztorową (1961) i Wit-Jóźwikową (1974).

Średni przepływ roczny Białki wyliczony dla okresu 1926—1964 wynosi  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ , natomiast największe notowane przepływy są następujące:  $433 \text{ m}^3/\text{s}$  w 1934 r.,  $360 \text{ m}^3/\text{s}$  w 1958 i  $326 \text{ m}^3/\text{s}$  w 1958 (Hennig i in. 1968). Według Punzeta w latach 1970 i 1973 przepływy maksymalne wynosiły odpowiednio 215 i  $280 \text{ m}^3/\text{s}$  (wiadomość ustna). Inne większe wezbrania były następujące:  $256 \text{ m}^3/\text{s}$  w 1941,  $270 \text{ m}^3/\text{s}$  w 1952,  $263 \text{ m}^3/\text{s}$  w 1959,  $225 \text{ m}^3/\text{s}$  w 1962 r. Ostatnie duże wezbranie było w lipcu 1980 r. Przepływ szacowany jest różnie. Skłaniam się do opinii używanej z Oddziału IMGW w Nowym Sączu, iż był on rzędu  $250 \text{ m}^3/\text{s}$  (ryc. 17).

O zmianach zachodzących w profilu wodowskazu świadczą stany minimalne roczne. Przekrój wodowskazowy pod mostem jest wyraźnym przewężeniem w stosunku do obszernego koryta powyżej i poniżej. Dla



Ryc. 17. Wodostany roczne maksymalne, minimalne i średnie w okresie 1950—1980 w Trybszu. Wybrane przeływy powodziowe

Maximum, minimum and mean water stages at Trybsz in the period of 1950—1980.  
 Chosen flood discharges

tego przekroju charakterystyczne jest podnoszenie się koryta po katastrofalnych wezbraniach 1958 i 1980 r., a stopniowe pogłębianie podczas zwykłych rocznych wezbrań w okresach bezpowodziowych: 1952—1957, 1974—1980 (ryc. 17). Tłumaczę to pogłębianiem w stosunkowo wąskim

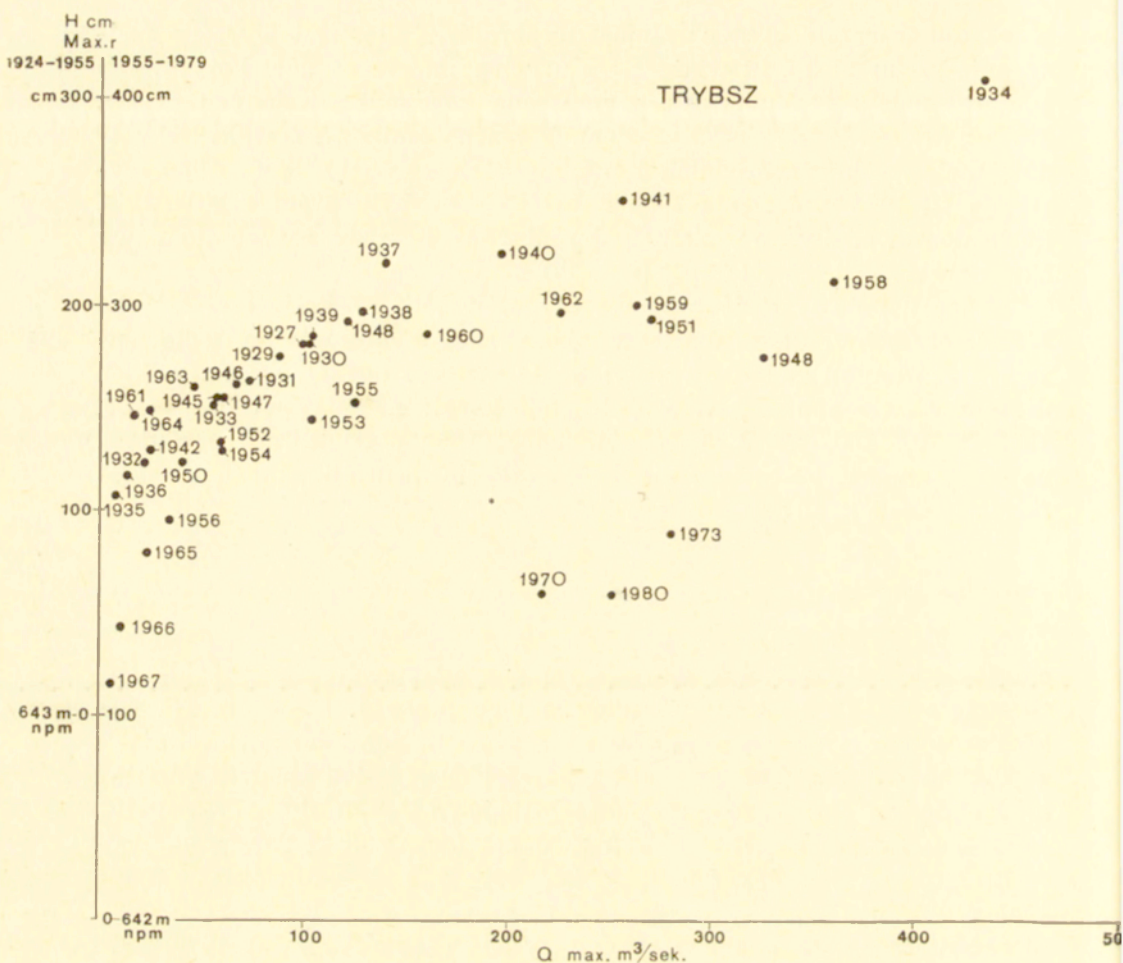
przekroju w czasie każdego niemal wezbrania. Natomiast wyraźne nadsypanie rzędu 1—1,5 m wiąże się z uruchomieniem osadów korytowych powyżej mostu i akumulacją wymuszoną barykadą niesionych drzew, które zatrzymują się przed mostem. Wyraźna zmiana na wykresie stanów maksymalnych, średnich i minimalnych za okres 1950—1980 wystąpiła od 1965 r. Jesienią 1964 r. prowadzone były prace regulacyjne, które doprowadziły do zmiany położenia dna i wtedy rozpoczęto nowy okres obserwacji (24 XI 1964) (ryc. 17).

Chcąc ustalić wartość progową przepływu, który kształtuje łóżysko Białki, przeprowadziłam dwie odrębne analizy hydrologiczne, testowane ze stwierdzonymi zmianami koryt, jakie mogłam odczytać z wszystkich dostępnych danych rejestrujących stan koryt: zdjęcia lotnicze 1958, 1963, 1979, 1980, plany geodezyjne koryt 1959 w Kotlinie, 1966—1967 na całej długości od połączenia z Jaworowym do ujścia, mapa topograficzna w skali 1 : 25 000 z okresu 1953—1957.

#### ANALIZA PRZEPŁYWÓW MAKSYMALNYCH, PRZEBUDOWUJĄCYCH KORYTA BIAŁKI

Na rycinie 18 zestawiono roczne maksymalne stany wody i dostępne, chociaż nie publikowane, wartości odpowiadających im przepływów (Hennig i in. 1968, obliczenia udostępnione przez J. Punzeta). Na wykresie osobne miejsca zajmują punkty, których położenie związane jest z pracami regulacyjnymi w 1964 r. Uwzględniając ich specyfikę można stwierdzić, że większość przepływów maksymalnych do wartości 120 m<sup>3</sup>/s grupuje się w zakresie 200—300 cm („0” = 642 m npm.). Najwyższe roczne przepływy maksymalne 200—433 m<sup>3</sup>/s dla okresu przed 1965 r. grupują się przy wodostanach 275—310 cm. Od tego zgrupowania różnią się zdecydowanie przepływy 215—280 m<sup>3</sup>/s z lat 1970, 1973 i 1980. Odpowiadają im stany wody 160—190 cm. Niższe przepływy z lat 1965—1967 do 30 m<sup>3</sup>/s odznaczają się wodostanami 110—180 cm, podczas gdy analogicznym przepływom sprzed 1965 r. odpowiadały wodostany 200—260 cm. Dalsze rozważania nad zmianami i pogłębianiem w strefie wodowskazu związane będą z analizą 56-letniego okresu z powtarzalnymi niwelacjami (por. ryc. 33).

Na podstawie zanalizowanych danych kartograficznych, zdjęć lotniczych i kroniki parafialnej za lata 1882—1955 można stwierdzić, że powódzie 1934, 1959, 1948, 1941, 1962 przemodelowały zupełnie koryta Białki. Również na podstawie dostępnych danych można stwierdzić, że koryta z lat 1952—1957, z łachami gęsto porośniętymi olchą świadczą, że nawet przepływ maksymalny roku 1955 (113 m<sup>3</sup>/s) nie był w stanie zmienić morfologii koryt. Dopiero powódź w 1958 r. spowodowała utworzenie dużego nowego łóżyska dopasowanego do przepływu 360 m<sup>3</sup>/s. Nowe łóżysko widoczne jest dobrze na zdjęciu lotniczym z 1958 r. Uważam, że progowa wartość przepływu modelującego łóżysko jest



Ryc. 18. Maksymalne roczne stany wody i przepływy w Trybszu

Maximum annual water stage and discharge at Trybsz

większa niż 120 m³/s. Trudno oszacować morfologiczną rolę wezbrania z 1960 r. (160 m³/s), bo zdjęcie lotnicze Białki z 1963 r. przedstawia nową sytuację koryt, którą na pewno można wiązać z falą powodziową około 220 m³/s w 1962 r. Jeszcze trudniej ocenić rolę wezbrania w 1940 r. (ok. 200 m³/s). Przypuszczam, że poszukiwana progowa wartość przepływu w przypadku Białki wynosi 160—180 m³/s.

**ANALIZA PRZEPŁYWÓW, KTÓRE NIE ZMIENIŁY RZĘBY KORYT, CHOCIAŻ URUCHOMIŁY LOKALNIE MATERIAŁ NA ZATAPIANYCH ŁACHACH**

W okresie badań terenowych 1976—1980 stwierdzono przemieszczenie malowanych otoczków na odległość 20—25 m ze środkowej części łachy do dobudowanej części zaprawowej (por. ryc. 29c). Dysponując 8 pomiarami przepływów udostępnionych przez Oddział IMGW w No-

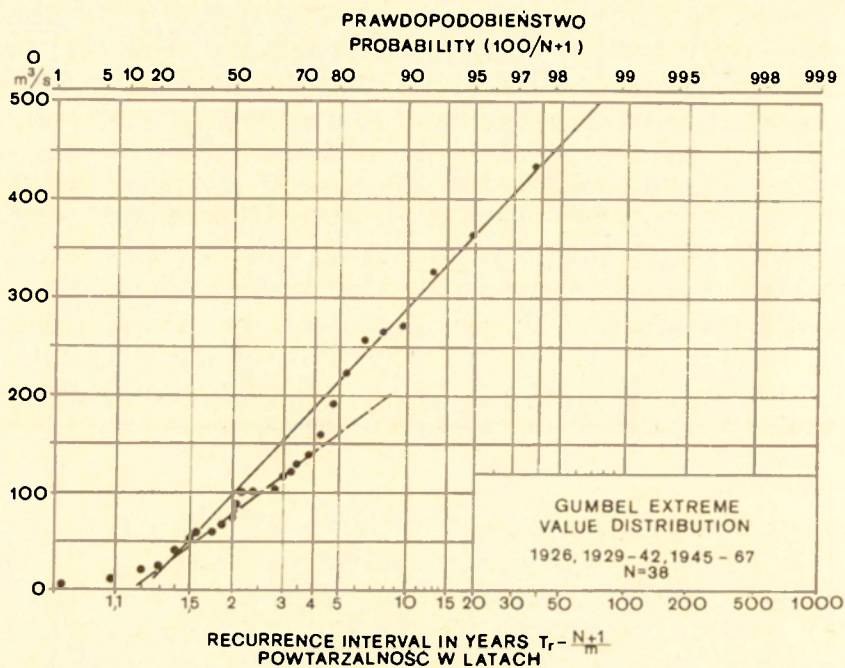
wym Sączu skonstruowałam krzywą, za pomocą której starałam się szacować przepływy dla niewysokich stanów maksymalnych z lat 1975—1979, gdyż w tym czasie nie zachodziły inne istotne zmiany poza stopniowym pogłębianiem w profilu wodowskazu (ryc. 18, 33). Przypuszczam, że w okresie bezpowodziowym 1975—1979 nie było przepływu przekraczającego  $43 \text{ m}^3/\text{s}$ . Wartość przepływu  $43 \text{ m}^3/\text{s}$  uważam więc za zbliżoną do dolnego progu istotnego przemodelowania koryt.

O tym, że wartość przepływu  $43 \text{ m}^3/\text{s}$  nie powoduje istotnych zmian koryt, chociaż zachodzi ruch rumowiska w obrębie zalanych łąch, wnosię z bezpośrednich badań terenowych. Natomiast opinię, że przepływy  $120\text{—}140 \text{ m}^3/\text{s}$  nie powodują zasadniczego przemodelowania koryt opieram na danych z planów, map i zdjęć lotniczych. Przekłady zmian koryt wskutek przejścia fal powodziowych zostaną przedstawione w dalszej części pracy.

W celu uwiarygodnienia wartości przepływów maksymalnych rocznych w Trybszu przeprowadziłam porównanie ich z danymi wodowskazów na Łysej Polanie, w Szaflarach, Kowańcu i Czorsztynie. Za szczególnie istotny uważam przekrój w Szaflarach, który zamyka zlewnię Białego Dunajca odznaczającą się podobieństwem rozmiarów zlewni, jednostek morfostrukturalnych i podobieństwem zasilania w wodę wskutek opadów i roztopów w Tatrach. Z wykresów wynika, że niektóre duże wezbrania są lokalnymi dla zlewni Białki, ale największe są powszechnymi powodziąmi w całym górnym dorzeczu Dunajca. Dlatego z historycznych powodzi, które odnotowały kroniki parafialne wsi Białka Tatrzańska, część jest właściwa tylko Białce, a część świadczy o ogólnie występujących powodziach. Do takich lat należą: 1896, 1897 ( $3\times$ ), 1913, 1934, 1951, 1958.

Z przedstawionych powyżej względów można oczekiwać sytuacji, a taką było chyba wezbranie z 1980 r., że przepływ na Białce relatywnie był większy i skutki morfologiczne były odpowiednio większe niż na Białym Dunajcu.

Ze względów morfologicznych istotny jest czas powtarzalności wezbrań, które tworzą nową rzeźbę łóżyiska. Do tego celu zalecane jest użycie specjalnej skali prawdopodobieństwa opracowanej przez Gumbela (Starkel, Thornes 1981). Opracowano ciąg 38 lat (ryc. 19). Linia ciągła jest przybliżeniem rozkładu wezbrań maksymalnych rocznych. Wynika więc, że powódzie przemodelujące koryto Białki o przepływie rzędu  $200 \text{ m}^3/\text{s}$  powtarzają się co 4,5—5 lat, a powódź o przepływie około  $250 \text{ m}^3/\text{s}$  ma powtarzalność rzędu 6—7 lat. Ponieważ rozkład powtarzalności przepływów różni się znacznie od normalnego w zakresie  $60\text{—}160 \text{ m}^3/\text{s}$  wyznaczono linią przerywaną powtarzalność powodzi o przepływach do  $150 \text{ m}^3/\text{s}$  jako lepiej przybliżającą opisany ciąg. Ciekawe, że wartości przepływów  $160\text{—}190 \text{ m}^3/\text{s}$  są rzadkie i odpowiadają oszacowanej wartości progowej przepływów przemodelujących koryta.



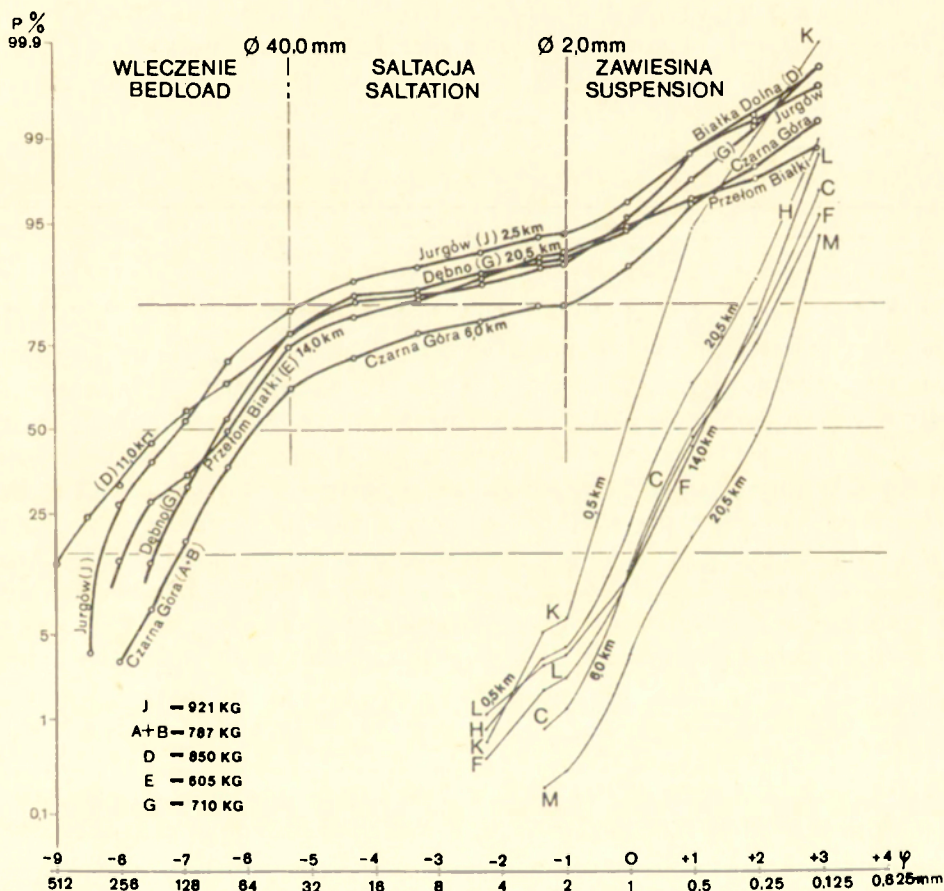
Ryc. 19. Powtarzalność przepływów Białki na wykresie Gumbela  
 Recurrence interval graph for the Bialka River discharge

#### ANALIZA MATERIAŁU KORYTOWEGO BIAŁKI

Skład mechaniczny aluwów Białki niewątpliwie jest czynnikiem determinującym procesy fluwialne. Podcięcia teras, a przede wszystkim podcięcia erozyjne, ograniczające łóżysko powodziowe od równiny aluwialnej porośniętej różnowiekowymi drzewami, głównie olszą, miejscami jodłą i świerkiem, dostarczają w czasie większych wezbrań materiału do koryta. Drugim źródłem jest rozmywanie wcześniej utworzonych łach i erozja wgłębna. Dostawa materiału fliszowego nastąpiła głównie w odcinku poniżej moren, gdzie Białka wcięta jest w podłoże skalne, oraz w dwóch odcinkach, w których koryto bezpośrednio towarzyszy wysokim podcięciom skalnym w Jurgowie na długości około 2,5 km i w Białce Środkowej 1,5 km (ryc. 15). Materiał fliszowy gromadzi się u podnóża ścian skalnego podcienia w formie stożków i hałd o miąższości do 1 m i jest zabierany przez Białkę podczas wezbrań roztopowych. W czasie powodzi okresowo uruchamiane jest osuwisko w początkowej części podcienia skalnego w Białce poniżej Czarnej Góry. O dostawie materiału fliszowego z tych podcięć świadczy wyraźne wzbogacenie w okruchy piaskowcowe i rozlasowujące się łupki w częściach przylegających do tych podcięć.

O dostawie materiału do koryta decydują jednak podcięcia aluwiów. Występują one na całej długości Białki po obu brzegach, poza wspomnianymi skalnymi podcięciami fliszowymi. Jest to materiał niespójny, łatwo rozmywany bocznie, co powoduje osiadanie całych skib, przetwarzanych następnie przez rzekę. O rozmiarach erozji bocznej świadczą cofnięcia brzegów stwierdzone w czasie ostatniej powodzi — są one rzędu 10—25 m na długości 100—150 m. Podcięcia takie mają wysokość 1—2,5 m.

Skład mechaniczny aluwiów jest istotnym czynnikiem w poznaniu mechanizmu kształtowania koryt roztokowych w grubym materiale.



Ryc. 20. Krzywa kumulatywna składu mechanicznego materiału korytowego (linie grube) i pozakorytowego (linie cienkie) Białki. Materiał transportowany i deponowany w czasie powodzi 1980

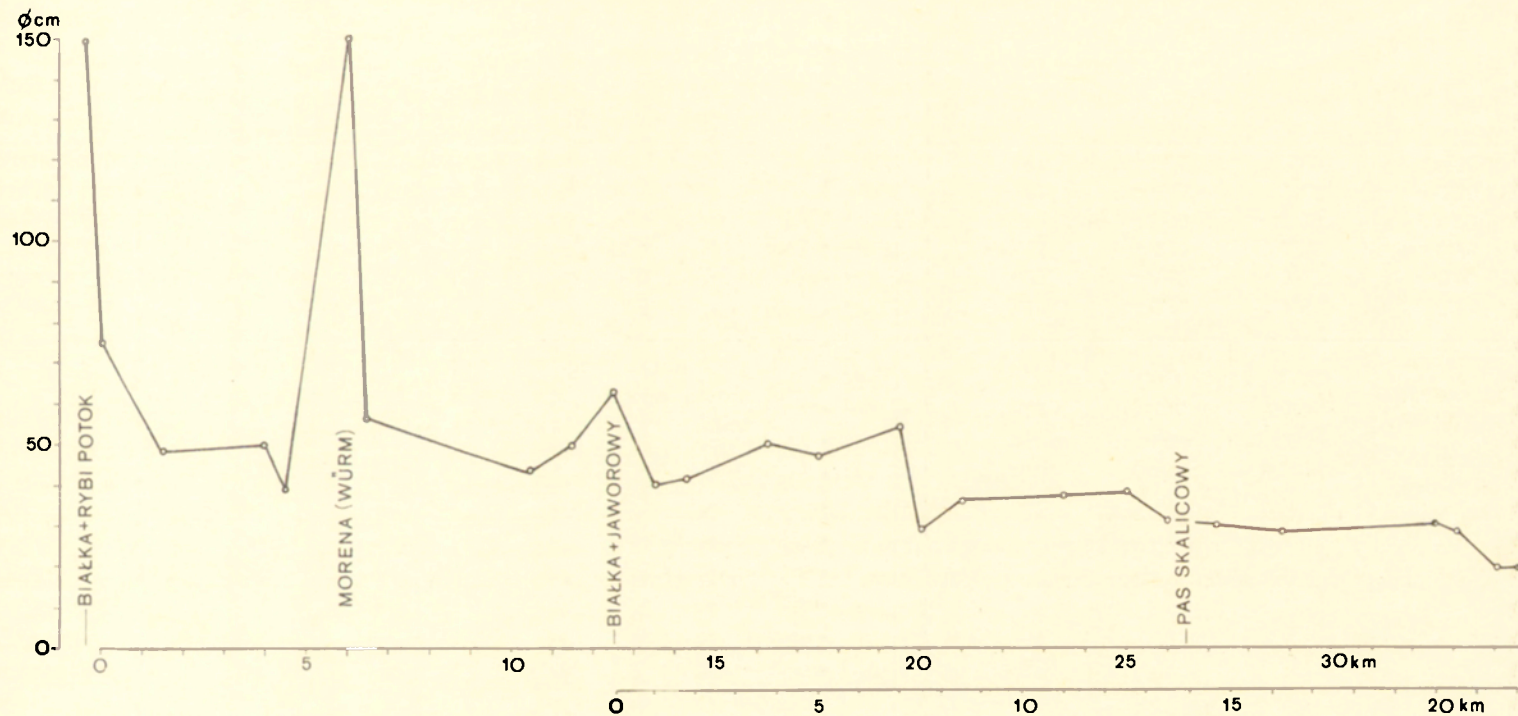
Cumulative curve of grain-size distribution for channel deposits (thick line) and for overbank deposits (thin line). Deposits transported and deposited during the 1980 flood

Dlatego sianie i ważenie dużych prób wykonano bezpośrednio w terenie (fot. 3). Przesiano 5 prób facji korytowej o objętości około  $0,5 \text{ m}^3$  każda, o łącznej wadze 3873,5 kg, czyli średnio 774,7 kg w próbie. Analizy te wykonano wzdłuż Białki od połączenia z Jaworowym: na 2,5 km w Jurgowie (921 kg), na 6 km w Czarnej Górze (787 kg), na 11 km w Białce Dolnej (850 kg), na 14 km poniżej przełomu przez Obłazową i Kramnicę (605,5 kg) oraz na 20,5 km w Dębnie (710 kg). Otrzymane rozkłady odzwierciedlają wiernie skład aluwiiów (ryc. 20), lecz wadą ich jest nieporównywalność z wynikami uzyskanymi przez analizę wagową prób 100 lub więcej otoczaków, wybieranych ręcznie. O charakterze aluwiiów świadczy też frakcja maksymalna (ryc. 21, fot. 4).

W terenie użyto sit o kwadratowych „okach” o boku 4, 8, 12 cm. Frakcję powyżej 12 cm rozdzielono ręcznie, mierząc długość osi b linijką, przyjmując jako graniczne długości 18, 25, 36, 50 cm. Z materiału, który przeszedł przez oczko 4 cm, ręcznie wybrano i zważono osobno materiał 4—2 cm i pozostałą część próby, tzn.  $< 2 \text{ cm}$ . Z tej ostatniej części wzięto około 2 kg materiału do przesiania w laboratorium, z czego przesiano na sitach o oczku: 10 mm, 5 mm, 2,5 mm, 2 mm, 1,02 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,102 mm po dwie próby 200 g z każdego stanowiska.

Próby przesiane w terenie reprezentują materiał korytowy, który podlegał transportowi w czasie ostatniej powodzi. Dla porównania przesiano w laboratorium próbki osadów piaszczystych, których akumulacja w większości przypadków została wymuszona przez zarośla wiklin, traw oraz zwały gałęzi, pni, akumulowanych przez powódź. Dwie próby piasku dotyczą materiału z dna opuszczonego koryta w Jurgowie (K) i powierzchni łąchy w Dębnie (H), gdzie akumulacja wymuszona była przez zwały chaszczy. Otrzymane wyniki charakteryzują środowisko korytowe Białki z łóżyska powodziowego po powodzi lipcowej 1980 r. Analizy w terenie wykonano w dniach 26—29 VIII 1980. Szerokość łóżyska w miejscu pobierania i siania prób wynosiła 70 mm w Jurgowie i Czarnej Górze, 35 m w Białce Dolnej i 90 m w Dębnie. Syntetyczne wyniki składu mechanicznego zawierają kumulatywne krzywe 5 analiz facji korytowej i 6 analiz facji cieni piaszczystych składanych w obrębie wysp, łąch lub na równinie aluwialnej (ryc. 20) oraz standardowe wskaźniki: mediana, moda, średnia, odchylenie standardowe, skośność (tab. 2, 3).

Facja korytowa Białki jest podobnie wykształcona na całej długości badanego odcinka od 3—20,5 km (kilometry w dół od połączenia Białki z Jaworowym). Średnia średnich z prób korytowych wynosi  $-6,06\Phi$  (ok. 64 mm). Najgrubszą frakcją odznacza się stosunkowo wąskie, nowo ukształtowane koryto w Białce Dolnej, które wraz z boczną łąką, z której była brana próba ma zaledwie 35 m szerokości. Dla tej próby średnia wynosi  $-6,86\Phi$ , czyli około 128 mm. Stosując papier probabilistyczny i skalę  $\Phi$  linia prosta odzwierciedla rozkład normalny, a wyrażne



Ryc. 21. Zmienność frakcji maksymalnej z biegiem Białki (średnie maksymalne osi b)  
 Variability of maximum size particles downstream the Białka channel bed (mean maximum: b-axis)

Tabela 2. Parametry składu mechanicznego materiału korytowego Białki transportowanego i deponowanego w czasie powodzi 1980 r.  
Grain-size parameters of the Białka River channel of alluvial material transported during the flood of 1980

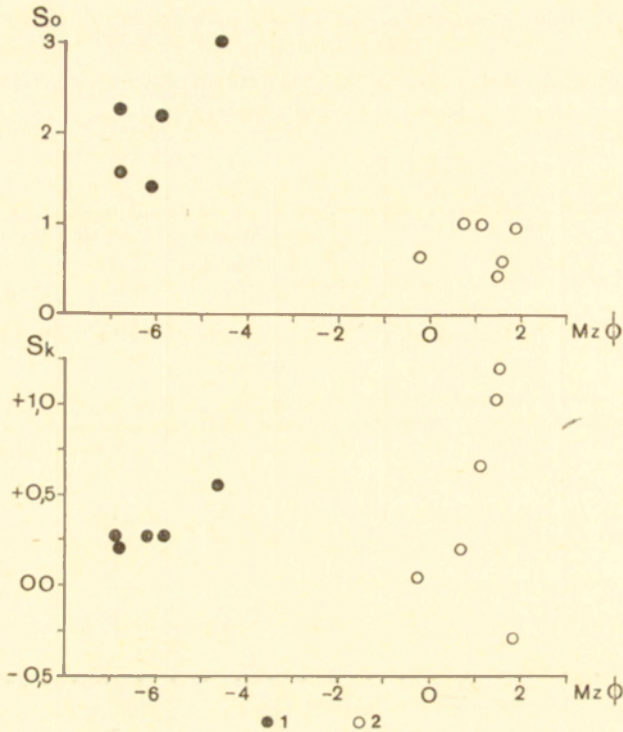
Stanowisko Site	Szerokość koryta (m) Channel width (m)	Odległość od połączenia Białki z Jaworowym (km) Distance from the confluence the Białka with the Jaworowy Stream (km)	Mediana Median ( $M_{50}$ )	Wartość modalna Modal ( $M_0$ )	Wartość średnia Mean ( $M_z$ )	Wysorto- wanie Sorting ( $S_o$ )	Skośność graficzna Graphical- skewness ( $S_k$ )
Jurgów (J)	70	2,5	-7.05	-6.70	-6.82	1.6	+0.22
Czarna Góra (A+B)	70	6,0	-5.85	-4.00	-4.60	3.0	+0.60
Białka Dolna (D)	35	11,0	-7.30	-6.65	-6.86	2.25	+0.29
Przełom Białki (E)		14,0	-6.30	-5.70	-5.90	2.20	+0.27
Dębno	90	20,5	-6.40	-6.02	-6.15	1.42	+0.26
Wartość średnia			-6.58	-5.81	-6.06	2.09	+0.35

Tabela 3. Parametry składu mechanicznego cieni piaszczystych składanych na wyspach i na równinie aluwialnej

Grain-size parameters of the Białka River of the sand shadows sediments deposited on the islands and on the alluvial plain

Stanowisko Site	Odległość od połączenia Białki z Jawo- rowym (km) Distance from the confluence of the Białka with the Jaworowy stream (km)	Mediana Median ( $M_{50}$ )	Wartość modalna Modal ( $M_0$ )	Wartość średnia Mean ( $M_z$ )	Wysorto- wanie Sorting ( $S_0$ )	Skośność graficzna Graphical skewness ( $S_k$ )
Jurgów (K) (suche koryto)	0,5	-0.05	-0.03	-0.03	0.63	+0.04
Jurgów (L) (wyspa z wiklinami)	0,5	+1.15	+1.65	+1.48	0.45	+1.1
Czarna Góra (C) (wyspa z wiklinami)	6,0	+1.0	+1.15	+1.1	0.95	+0.68
Przełom Białki (F) (wyspa z wiklinami)	14,0	+1.1	+1.75	+1.53	0.55	+1.18
Dębno (M) (równina aluwialna)	20,0	+2.05	+1.78	+1.86	0.93	-0.3
Dębno (M) (powierzchnia łąchy)	20,5	+0.6	+0.8	+0.73	1.0	+0.2
Wartość średnia		+0.99	+1.19	+1.12	0.75	+0.58

załamania oddzielające kolejne odcinki są punktami zmiany sposobu transportu, a więc oddzielają trzy populacje o różnej depozycji (Vischer 1978). W przypadku Białki można by postawić hipotezę, że najgrubsza frakcja ( $> 40$  mm), która stanowi 60—85% całości jest transportowana trakcyjnie jako wleczyiny, frakcja o rozmiarach 40—2 mm — przez saltację, a frakcja poniżej 2 mm, a więc piaszczysta — w zawieszynie i tylko w sprzyjających warunkach odbywa się jej wytrącanie bardziej lub mniej selektywnie w zależności od przyczyny wymuszającej depozycję. Potwierdzeniem tego jest fakt znajdowania pojedynczych, świeżych otoczków o średnicy 2—4 cm, wyłapanych przez siatkę pokrywającą ostrogę, która wskutek pogłębiania koryt znalazła się 1,5 m ponad nimi. Przypuszczam, że zarówno frakcja 40—2 mm, jak i drobniejsza są wyłapywane przez materiał grubszy denni, bo tylko w jednym podcięciu łąchy obserwowałam strukturę otoczków, która była zbliżona do opisanej w literaturze sedymentologicznej *openwork gravel* (puste żwiru), świadczącej o gwałtownej depozycji (Church, Gilbert 1975). Wyrażna odrębność składu mechanicznego facji korytowej i wyłapanej głównie przez roślinność facji piaszczystych cieni, składanych na wyspach lub w brzeżnej części równiny aluwialnej, dobrze jest zilustrowana na wy-

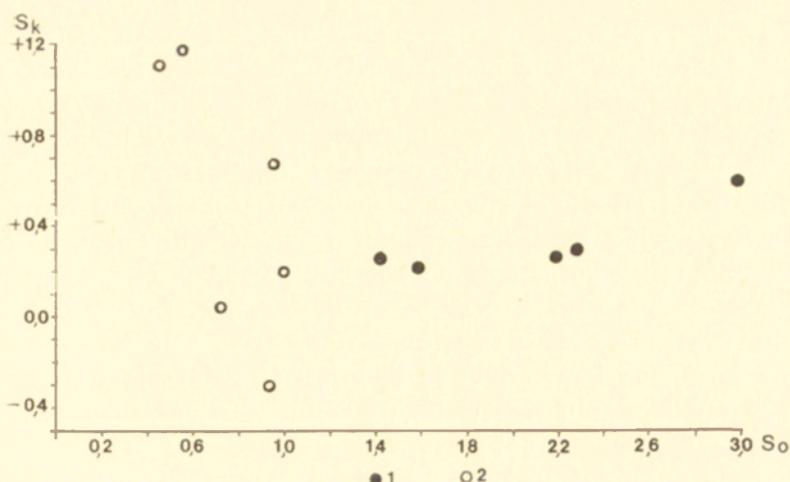


Ryc. 22. Zależność średniej  $M_z = \frac{\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84}{3}$  i wskaźnika wysortowania  $S_o = \frac{\Phi 84 - \Phi 16}{2}$  oraz wskaźników skośności  $S_k = \frac{\Phi 16 + \Phi 84 - 2 \Phi 50}{\Phi 84 - \Phi 16}$   
 1 — materiał korytowy, 2 — materiał pozakorytowy

Relationship between the mean  $M_z = \frac{\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84}{3}$  and sorting index  $S_o = \frac{\Phi 84 - \Phi 16}{2}$  and skewness  $S_k = \frac{\Phi 16 + \Phi 84 - 2 \Phi 50}{\Phi 84 - \Phi 16}$   
 1 — channel deposits, 2 — overbank deposits

kresach zależności wysortowania i skośności od średniej średnicy (ryc. 22). Na wykresie zależności skośności i wysortowania zwraca uwagę wyrównana i stosunkowo niewielka skośność dodatnia facji korytovej przy zróżnicowanych i bardzo złych lub złych wskaźnikach wysortowania. Natomiast facja cieni piaszczystych odznacza się dobrym i umiarkowanie dobrym wysortowaniem ( $< 0,8$ ) oraz średnim wysortowaniem ( $0,8-1,0$ ) przy bardzo zróżnicowanej skośności (ryc. 23).

Materiał korytowy Białki wyróżnia się wielkością spośród publikowanych danych dotyczących rzek anastomozujących w gruboziarnistym materiale. Dla porównania przytoczę dane dotyczące rzeki Ystwyth z środkowej Walii (Lewin 1976). W analizowanym odcinku modelowanym przez wezbranie  $40 \text{ m}^3/\text{s}$ , przy spadku  $3,7\text{‰}$ , łacha była zbudowana



Ryc. 23. Zależność wysortowania i skośności

1 — materiał korytowy, 2 — materiał pozakorytowy

Relationship between sorting index  $S_o$  and skewness index  $S_k$

1 — channel deposits, 2 — overbank deposits

z materiału, dla którego mediana w skali  $\Phi$  wynosi  $-5,4$  na grzbiecie poprzecznej łachy,  $-4,3$  na łasze meandrowej,  $-2,4$  w ogonie zwirowym łachy meandrowej i tylko  $0,5$  na równinie zalewowej. Również średnia i mediana wyrażona w skali  $\Phi$  dla materiału korytowego rzeki Kicking Horse w Kolumbii Brytyjskiej (Smith 1974) zmienia się od  $-6$  i  $-5,5$  do  $-3,5$  i  $-2,5$  w odcinku o długości 4 mile. Jeszcze drobniejszy materiał tworzy łachy w anastomozujących rzekach Scott i Yana, zasilanych przez topnienie lodowców na Alasce (Boothroyd, Ashley 1975). Autorzy zaliczają je ze względu na zróżnicowanie materiału zarówno do proksymalnych, jak i dystalnych. Przytaczają średnie frakcji maksymalnej budującej łachy:  $10\text{--}35$  cm w górnej części łach podłużnych do  $2\text{--}4$  mm w dolnej oraz na łachach bocznych  $5\text{--}10$  cm.

Analiza frakcji maksymalnej (oś b) z biegiem Białki wskazuje, że średnice ponad  $1$  m występują jeszcze powyżej Jurgowa, a pojedynczo znacznie niżej. Natomiast frakcja o średnicy  $50$  cm występuje na całej długości Białki, co świadczy o dużej kompetencji rzeki w czasie wezbrań, gdyż materiał taki jest transportowany. Z biegiem rzeki maleje udział tej frakcji, co wyraża się zmniejszeniem z biegiem średniej średnicy maksymalnej od  $60$  do  $30$ , a nawet  $20$  cm (ryc. 21).

Ze względu na bardzo gruby materiał korytowy (maksymalna średnica  $> 1,5$  m występowała w przełomach przez moreny) nie można porównywać form obserwowanych na Białce z systemami korytowymi opisanymi przez Williamsa i Rusta (1969) oraz Krigströma (1962), gdyż w tamtych rzekach przeważają frakcje zwirowo-piaszczyste. Ze względu na mniejszy opór, mniejsze wezbrania przemodelowują te koryta i dopasowują wielkość form do różnych przepływów. Podobnie progła-

cjalne rzeki wypływające na przedpole Skeidararjökull charakteryzują się bardzo zróżnicowanym materiałem pod względem wielkości, uruchamianym w zależności od wielkości przepływów; żwirowo-głazowe pokrywy modelowane są przez jökullhlaupy, a niższe wezbrania powodują dużą zmienność frakcji i struktur osadów (Klimek 1972).

Gruby materiał Białki stwarza więc szansę obserwacji form korytowych związanych z bardzo znacznymi prędkościami. Form, które pozostają stabilnymi w korycie aż do kolejnej powodzi, a ta, osiągając progową wartość przepływu, jest w stanie zmienić dawną rzeźbę. Czas relaksacji wynosi dla koryt Białki 5—7 lat (ryc. 19). Znaczne rozmiary zarówno form, jak i materiału je budującego stwarzają techniczne problemy w analizowaniu materiału, nie mówiąc o jakichkolwiek pomiarach bezpośrednich w czasie wezbrań. Stąd analizy przestrzenne wzajemnego stosunku form okazały się istotne oraz analizy porównawcze stanu koryt z różnych okresów<sup>4</sup>.

#### WYKSZTAŁCENIE KORYTA BIAŁKI W PROFILU PODŁUŻNYM

W tym rozdziale przedstawiona będzie morfostatyka (Kaszowski 1975, Kaszowski, Krzemień 1977) koryta Białki oraz morfodynamika w świetle zmian koryt i wzajemnego stosunku form korytowych.

#### KORYTO W CZĘŚCI GLACJALNEJ

Cechą charakterystyczną odcinka zlodowaconego w Würmie po moreny końcowe Łysej Polany jest zróżnicowane wykształcenie koryt w zależności od litologii utworów czwartorzędowych, głównie z ostatniego zlodowacenia i przebiegu deglacjacji. Odcinki w strefie wałów morenowych mają charakter przełomów. Koryta uzbrojone grubymi głazami morenowymi o średnicy 1—3 m są stabilne. Natomiast odcinki między strefami wałów morenowych często posiadają koryta roztokowe, a ich wygląd i dynamika zależą od wielkości i rodzaju materiału dostarczanego do koryta.

W części glacialnej wyróżniono 12 odcinków o łącznej długości koryta 12,25 km, w tym: odcinek I o długości 350 m z niewykształconym korytem w obrębie progu skalnego, 900 m odcinek II w strefie łączenia się stożków piargowych i usypiskowych z pojedynczym stabilnym korytem, 600 m odcinek III w zagłębieniu końcowym, wewnątrz łuków moren recesyjnych Polany pod Wysoką, z rozdwojonym korytem, umiarkowanie stabilnym, z tendencją do akumulacji drobnego materiału 1—5 cm średnicy. Odcinki IV, VII, IX to koryta stabilne w strefie moren

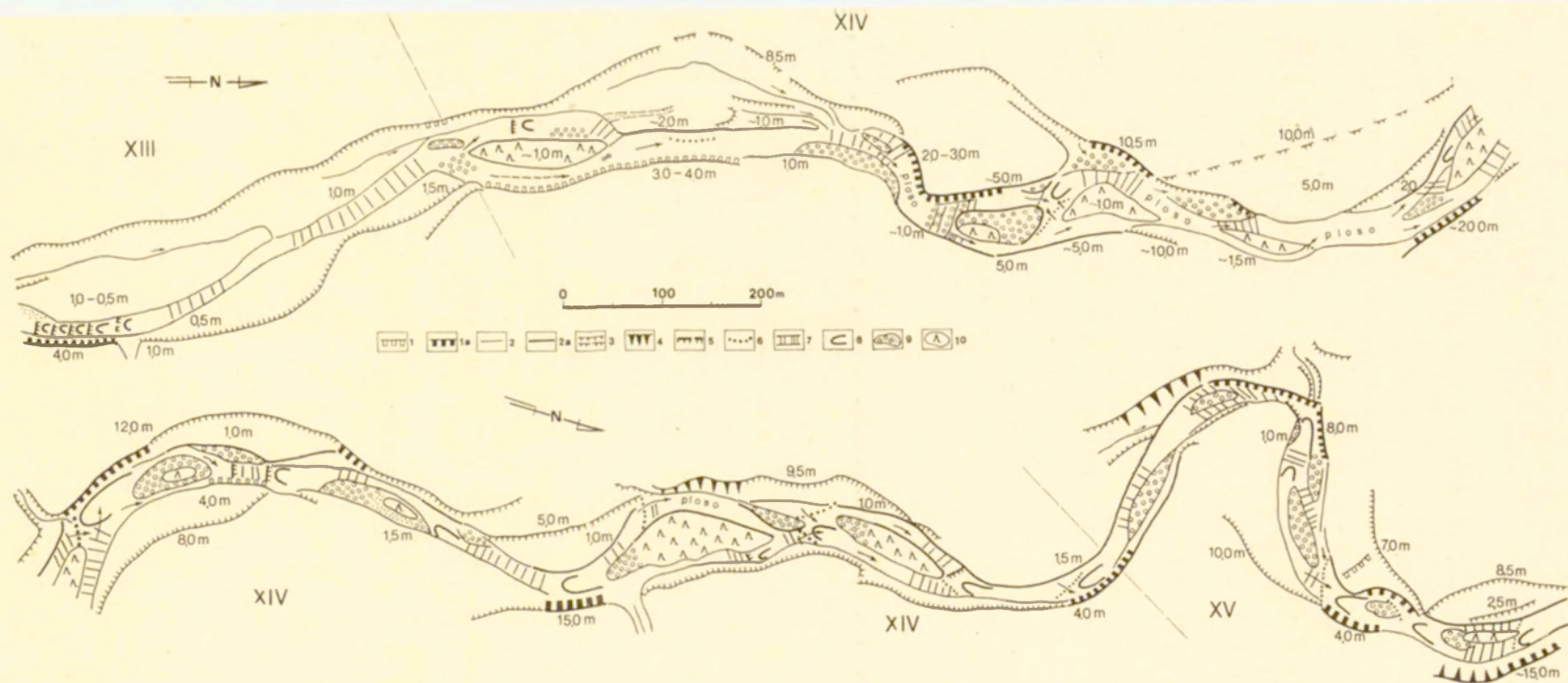
<sup>4</sup> Szczegółowe badania materiału budującego trzy duże łachy złożone, powstałe w czasie powodzi 1980 r. ułożenia materiału (orientacji i imbrakacji) oraz składu mechanicznego stały się przedmiotem odrębnej pracy z A. Werrittym z St. Andrew i A. Kotarwą (w opracowaniu).

recesyjnych bądź oscylacyjnych, hipotetycznie wiązanych ze stadiami Daun (12 tys. lat BP), Goschnitz (13 tys. lat BP) i Steinach (14 tys. lat BP) (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979). Rozdzielające je odcinki V, VI, VIII posiadają koryta umiarkowanie stabilne z tendencją do erozji lub akumulacji, o najczęstszej wielkości materiału 20—40 cm. Istotna zmiana w wykształceniu koryta zachodzi poniżej moren recesyjnych u ujścia Rybiego Potoku (przypuszczalnie z okresu 14 tys. lat BP). W odcinku X o długości 600 m koryto początkowo jest umiarkowanie stabilne, wycięte w pokrywie fluwioglacjalnej, a w odcinku XI o długości 4800 m jest typowe roztokowe, świadczące o intensywnym modelowaniu przez erozję boczną. Łóżysko ma tu 100 m szerokości, a zapasowe koryta zajmują niemal całą szerokość dna doliny Białej Wody poza Polaną Białą, nadbudowywaną w holocenie przez boczne stożki torrencjalne. Odcinek intensywnie modelowany przez erozję boczną ma spadek 6,2‰, niewielki w porównaniu z innymi odcinkami roztokowymi, umiarkowanie stabilnymi (30—44‰). Tak więc odcinki koryt w części uprzednio zlodowaconej wykazują zależność od rzeźby dna i litologii utworów czwartorzędowych, wyścielających dolinę. Poza odcinkiem XI procesy fluwialne w holocenie nie były w stanie zniszczyć rzeźby dna doliny, uwarunkowanej procesami deglacjacji w późnym glacie. Odcinek XI między morenami końcowymi Łysej Polany a morenami u wylotu Rybiego Potoku wskazuje na dużą niestabilność lateralną i brak dowodów na wcinanie się koryta. Świadczy o tym nieskuteczność prowadzonych prac regulacyjnych, które zmierzają do ustabilizowania rzeki, będącej granicą Państwa.

#### KORYTO W CZĘŚCI EKSTRAGLACJALNEJ DO POŁĄCZENIA Z JAWOROWYM

W strefie ekstraglacjalnej do połączenia z Jaworowym można wyróżnić cztery odcinki: XIII—XVI (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979) (ryc. 5). Odcinek XIII odznacza się stosunkowo stabilnym korytem z tendencją do pogłębiania. Stabilność ta związana jest z występowaniem frakcji maksymalnej 0,6—1,5 m z pojedynczymi blokami do 3 m, stanowiącymi rezydium z rozmycia moren risskich i wurmskich. Jednak już w tym odcinku zaznacza się obecność skalnego podłoża (w strefie rozciętej pokrywy stożka fluwioglacjalnego risskiego) w postaci 5 progów i 7 kotłów erozyjnych wyciętych w skale (ryc. 24, odcinek XIII).

Następne trzy odcinki modelowane są przy udziale erozji wgłębnej. O erozyjnym charakterze koryta świadczą progi skalne i rynny erozyjne wycięte w skale. Na długości 6,8 km skartowano 10 progów skalnych i 24 rynny. Wykorzystując podkład geodezyjny 1:5000, wykonany w roku 1960 przez Hydroprojekt w Poznaniu, skartowałam w 1976 r. koryto Białki od moren po połączenie z Jaworowym. Poza dwoma miejscami nie zanotowałam istotnych zmian w rozmieszczeniu wysp



Ryc. 24. Przykład wykształcenia koryta w odcinku ekstraglacialnym poniżej moren Łysej Polany. Koryto wcięte w terasy skalno-osadowe VIII, XIV, XV — kolejne odcinki koryta w dolinie Białej Wody (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979)

1 — podcięcia skalne, 1a — podcięcia skalne aktywnie modelowane, 2 — podcięcia teras aluwialnych, 2a — podcięcia teras aluwialnych aktywnie modelowane, 3 — krawędzie różnych teras, 4 — podcięcia stokowe, 5 — progi skalne w korycie, 6 — progi rumowiskowe w korycie, 7 — sekwencja bystrzy i plos, 8 — kotły i rynny erozyjne, 9 — łachy kamieniste miejscami z płaskiem, 10 — wyspy porośnięte lasem lub wysokimi zaroślami

Example of a channel in the extraglacial section below Łysa Polana moraines. Channel incised in cut-and-fill terrace system XIII—XV sequence of channel sections in the Biała Woda Valley (the Upper Białka Valley) after Baumgart-Kotarba and Kotarba 1979

1 — rocky undercut, 1a — active rocky undercut, 2 — undercut of alluvial terrace, 2a — active alluvial terrace undercut, 3 — edges of different terraces, 4 — undermined slope, 5 — rocky steps in channel bed, 6 — debris steps in channel bed, 7 — riffle and pool sequence, 8 — kettles and erosional trough, 9 — gravel bars locally with sand, 10 — forested or boughed islands

i łąch. Świadczy to, że nawet powódzie w latach 1968, 1970, 1973 zdołały tylko w dwóch miejscach zmienić rzeźbę koryta. Stabilność wysp porośniętych lasem jest duża i nie zawsze wyspy te są intensywnie podcięte (ryc. 24).

Zwraca uwagę sekwencja powtarzających się form korytowych wskazująca na mechanizm procesów korytowych właściwy korytu wciętemu w terasy skalno-osadowe, tak że tylko najniższa terasa, okresowo i zwłaszcza na zakrętach pełniąc w czasie wezbrań funkcje równiny zalewowej, dostarcza materiału z rozmycia pokryw aluwialnych. Podcinanie cokołów skalnych teras o wysokości 4—15 m jest procesem o wiele wolniejszym niż podcinanie pokryw aluwialnych i tym można tłumaczyć stabilność koryta w sensie poziomym. Można wyróżnić następującą sekwencję form: próg skalny lub rumowiskowy, rynna lub kocioł wycięty w skale lub rumowisku ze spokojnym typem płynięcia wody, łąchy środkowa lub boczna, lub wyspa porośnięta lasem. W strefie łąch i wysp zaznaczają się bystrza z burzliwym typem płynięcia wody, uwarunkowanym płytkością rzeki z grubym rumowiskiem. Czasem poniżej płosa występuje bystrze i tylko przy najniższych stanach wody wynurza się łącha. Sekwencja ta świadczy o rytmie procesowym erozji (progi i rynny) i depozycji aktywnej (łąchy w strefie bystrzy) lub depozycji dawnej (wyspy zarośnięte lasem). Występowanie rynien i kotłów związane jest z progami skalnymi i czasem rumowiskowymi. Te progi powodują powstawanie spadających silnych wirów i przyczyniły się do wyerodowania rynien, natomiast łąchy i wyspy (dawne łąchy) stanowią miejsce akumulacji wyerodowanego materiału i ze względu na znaczną wielkość materiału stwarzającego dużą szorstkość wyłapują drobniejszy wędrujący materiał.

Odległości powtarzających się zespołów form są związane z krętością koryta. W odcinkach zbliżonych do prostych lub lekko krętych odległość ta wynosi 175—250 m, natomiast w krętych odcinkach wciętych meandrów powtarzalność charakterystycznych sekwencji jest mniejsza i wynosi 50—125 m, w zależności od krzywizny zakrętu. Przebieg progów dowiązuje do ulawicenia (progi poprzeczne i skośne). Zarówno kierunek progów, jak i krzywizna łuku koryta mają wpływ na lokalizację łąch zwłaszcza bocznych. Natomiast łąchy środkowe wynurzają się w środkowych częściach bystrzy oraz w doprądowej części wysp, czasem także z boku wyspy. Taka akumulacja doprowadza do zatkania jednego z bocznych ramion, tym samym do jego odcięcia i przyłączenia do równiny najniższej terasy akumulacyjnej. W takiej sytuacji pozostałe koryto zostaje pogłębione. Opisany mechanizm sprzyja pogłębianiu koryta i dobudowywaniu równiny aluwialnej o wysokości 1—2 m. Równina taka jest nadbudowywana pionowo wskutek akumulacji cieni piaszczystych facji pozakorytowej, głównie na zakrętach.

Przyjmując następujący mechanizm rozwoju koryta w rozważanym odcinku, kształtowanym przez maksymalne przepływy, rzędu 180 m<sup>3</sup>/s,

a średnie  $64 \text{ m}^3/\text{s}$  (Hennig i in. 1968). Szerokość przepływu pełnokorytowego wynosi 20—30 m. Krętość wciętego koryta częściowo wykorzystuje predyspozycje strukturalne (odcinki zgodne i poprzeczne w stosunku do uławicenia) i warunkuje morfodynamikę przepływów w czasie wysokich wezbrań. W rezultacie powstają odcinki pogłębiane (erozja wgłębna) i odcinki akumulacyjne o długości sekwencji dowiązującej do krętości koryta; im większa krętość, tym krótsza odległość alternacji erozji i akumulacji. Występowanie progów skalnych stabilizuje utworzone formy erozyjne kotłów i rynien. Stabilne parametry krętości koryta są związane z występowaniem podcięć skalnych cokołów teras, wymuszających kierunki koryta. Koryto Białki z charakterystyczną sekwencją form dopasowane jest więc do największych wezbrań (np. 1958 r. —  $187 \text{ m}^3/\text{s}$ , Punzet 1978a) i dlatego lata powodziowe 1968 ( $72 \text{ m}^3/\text{s}$ ), 1970 ( $101 \text{ m}^3/\text{s}$ ), 1973 ( $144 \text{ m}^3/\text{s}$ ) (J. Punzet — wiad. ustna) spowodowały tylko w dwóch miejscach istotne zmiany — poszerzenie i powstanie nowych łąch.

Nie prowadziłam żadnych pomiarów w tym trudno dostępnym odcinku i dlatego nie mogę ustosunkować się do wniosków Kaszowskiego (1975) odnośnie do różnej roli średnich i dużych wezbrań w modelowaniu koryta skalnego. Koryto Białki modelowane jest przez wezbrania zasilane z obszaru  $73 \text{ km}^2$ , a potok Biały zaledwie z  $2,78 \text{ km}^2$ . Udział koryta skalnego w potoku Białym wynosi  $64\%$  powierzchni (Kaszowski 1975), podczas gdy w omawianym ekstraglacjalnym odcinku Białki po połączeniu z Jaworowym udział ten ogranicza się do powierzchni progów skalnych i miejscami den rynien erozyjnych. W przypadku Białego głównym procesem jest erozja i intensywny transport rumowiska, a mechanizm kształtowania koryta polega na erozji wirowej i postępowej, z których pierwsza występuje częściej w czasie wezbrań średnich, a druga w czasie największych wezbrań. Pierwsza podkreśla różnice w urzeźbieniu koryta przez pogłębianie punktowe (przegłębianie), a druga wyrównuje profil. Stabilność rozmieszczenia form w Białym uwarunkowana jest odpornością skał, które tworzą quasi-stabilny stan układu korytowego potoku o erozyjnym reżimie morfodynamicznym (Kaszowski 1975). W przypadku Białki koryto wydaje się dopasowane do największych przepływów, gdyż istotne zmiany mają charakter lokalny. Procesem dominującym w czasie wezbrań jest prawdopodobnie transport materiału wyerodowanego ze stref poniżej progów i składanego poniżej. Jaki jest zasięg transportu w czasie jednego wezbrania — przemieszczenie na długości kilku łąch w dół rzeki, czy tylko z przegłębiania na najbliższą łąkę — nie mogłam stwierdzić.

Nasuwa się jednak problem istotny dla całego systemu koryt Białki. Jaka jest rola przełomu przez moreny końcowe Łysej Polany i czy materiał z Tatr wędruje aktualnie na Podhale? Częściowo odpowiedź można otrzymać z analizy wielkości i świeżości (koloru) otoczków granitowych. Duże bloki morenowe o średnicy  $1,5\text{—}$

2,0 m w przełomie noszą ślady pojedynczych świeżych uderzeń (odpryski). Otoczaki o średnicy rzędu 0,5 m, znajdujące się w dolnej części odcinka XIII, są białe, co świadczy chociażby o ich okresowym transporcie. Natomiast łachy ze świeżym materiałem utworzone w strefie największych zakrętów zbudowane z otoczków o średnicy 5—20 cm, stosunkowo nieźle wysortowanych, świadczą o transporcie materiału w czasie wezbrań 1970, 1973, a może i mniejszych. Łachy te wskazują na ruch rumowiska, który powoduje wymianę materiału na łachach, chociaż nie zmienia układu morfostatycznego koryta. W jakim stopniu jest to materiał dostarczany czy z podcięć równiny aluwialnej, czy z podcięć skalnych? Mało obtoczony materiał fliszowy świadczy o lokalnym źródle dostawy. Natomiast w przypadku otoczków granitowych przypuszczam, że w strefie przełomu dochodzi do wyłapania materiału wędrującego z doliny Białej Wody ze względu na dużą szorstkość, jaką stwarzają głazy morenowe. Z Tatr współcześnie wynoszony jest na większe odległości materiał piaszczysty i drobne żwiry, natomiast większe otoczaki zatrzymywane są w przełomie i ich droga w dół rzeki jest bardzo utrudniona, zwłaszcza w porównaniu z okresem glacialnym, gdy Białka na całej długości była niewątpliwie rzeką roztokową, zasilaną z topniejącego lodowca jeszcze w późnym glacialu. Zmiana reżimu rzeki po stopnieniu lodowca i zalesieniu stoków ograniczyła dostawę materiału fluwioglacjalnego i sprzyjała wcinaniu się koryta. Materiał tatrzański w łózysku poniżej połączenia z Jaworowym pochodzi przede wszystkim z rozmywania aluviów równiny aluwialnej towarzyszącej Białce i z podcinania najniższych teras. Jest to materiał redeponowany z starszych teras czwartorzędowych, a głównie z terasy z ostatniego zlodowacenia.

#### KORYTA ALUWIALNE OD POŁĄCZENIA Z JAWOROWYM PO UJŚCIE DO DUNAJCA

Po połączeniu z Jaworowym koryto Białki zmienia swój wygląd; jest dopasowane do większych przepływów. Średni roczny przepływ w profilu wodowskazowym Łysa Polana ( $A = 63 \text{ km}^2$ ) wynosi  $2,1 \text{ m}^3/\text{s}$  (Wit-Jóźwikowa 1974), natomiast dla wodowskazu w Trybszu przyjmuje się około  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Absolutne maksimum przepływu zanotowano na Łysej Polanie w 1958 r. —  $187 \text{ m}^3/\text{s}$ , a w Trybszu w 1934 r. —  $433 \text{ m}^3/\text{s}$ .

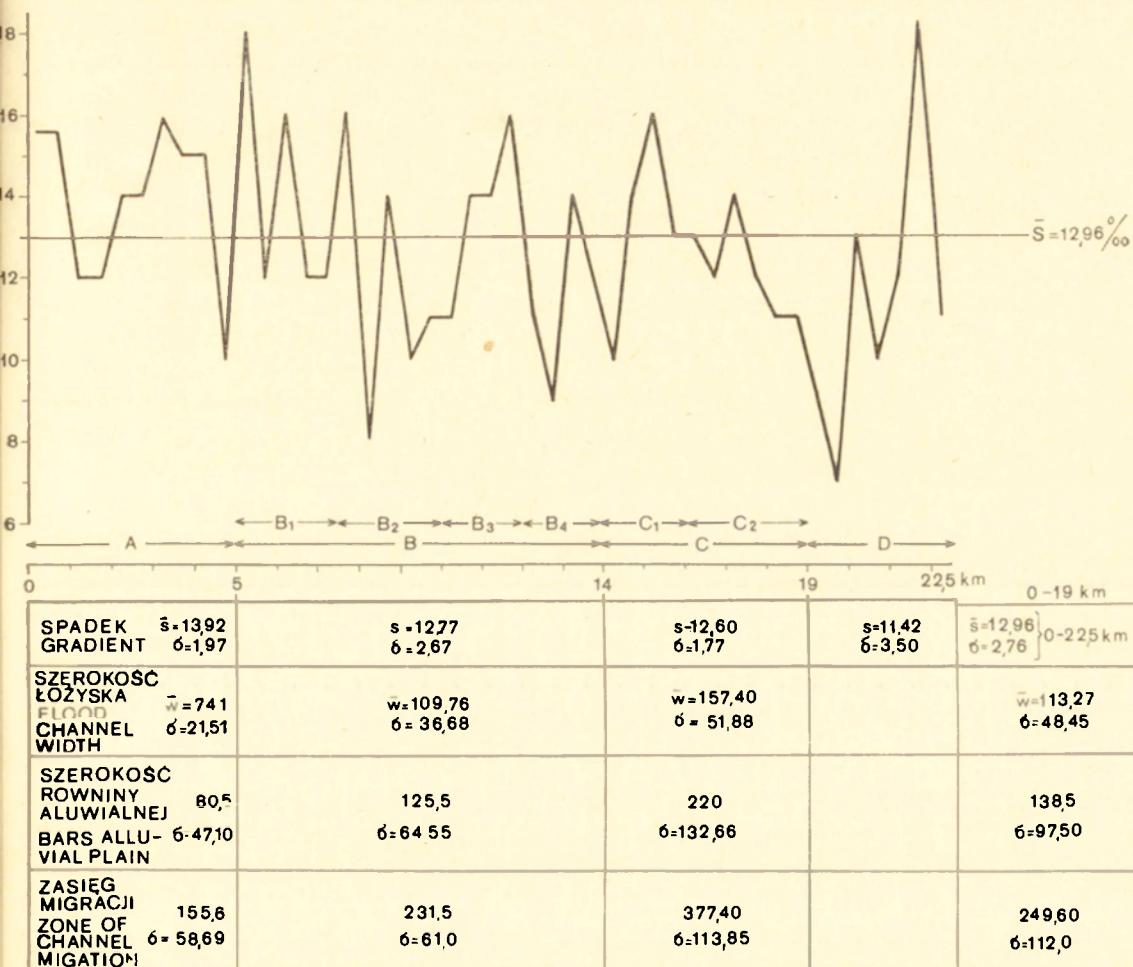
Parametry koryta takie, jak spadek, szerokość i głębokość dla rzeki roztokowej są trudne do jednoznacznego określenia, gdyż podlegają znacznej zmienności także wskutek zarastania łach. W okresie 2—3 lat po powodzi można wyróżnić łózysko jako koryto powodziowe z rozległymi łachami kamienistymi, środkowymi i bocznymi oraz z wyspami porośniętymi drzewami lub krzewami. Zasięg zwartej roślinności porastającej dawne łachy i koryta wyznacza równinę aluwialną. Równina ta jest odpowiednikiem równiny zalewowej rzek nieroztokowych i powsta-

je głównie w rezultacie bocznego przyrastania, a nie nadbudowywania pionowego. Mechanizm kształtowania równiny aluwialnej rzeki roztokowej przedstawię w osobnym rozdziale. W 5—7-letnim okresie bezpowodziowym łóżysko poza zasięgiem maksymalnych wód rocznych zarastają zwarte zagajniki olchowe (*Alnus incana*) o wysokości 4—6 m, a w miejscach występowania piasków — wikliną (*Salix incana*) lub wrzesznią (*Myricaria germanica*).

Ze względu na trudności w oznaczeniu szerokości koryta, która w rzece roztokowej znacznie się zwiększa przy niewielkim podniesieniu stanu wody, analizowana była szerokość łóżyska z lat 1976—1977, a więc kształtowana przez powodzie 1968, 1970, 1973. Średnia szerokość łóżyska liczyła wtedy 113 m ( $\delta = 48,45$  m), a średni spadek łóżyska, mierzony w odcinkach 500 m na planie geodezyjnym 1:2000 z 1966 r. — 12,96‰ (ryc. 16, 25). Charakterystyczną cechą koryta Białki w całej 22 km części koryt aluwialnych jest duża zmienność spadków, szerokości łóżyska i zasięgu migracji koryt dla odcinków 500 m. Tendencja do zmniejszania się spadku, wzrostu szerokości łóżyska i równiny aluwialnej oraz wzrostu zasięgu migracji koryt z biegiem rzeki zaznacza się tylko w wartościach średnich obliczonych dla 3 głównych odcinków (ryc. 25). Średnie spadki maleją nieznacznie, co wskazuje na dosyć jednorodne warunki związane z charakterystyczną facją korytową (ryc. 20). Znaczne wartości odchylenia standardowego świadczą o dużej zmienności parametrów w obrębie czterech wyróżnionych odcinków A—D. O ile stwierdzona szerokość łóżyska Białki była dopasowana do fal powodziowych 1968, 1970, 1973, to szerokość równiny aluwialnej, a zwłaszcza zasięg migracji koryt są efektem długotrwałego kształtowania równiny aluwialnej przez powodzie, powodujące znaczne zmiany koryt zarówno wskutek bocznego przemieszczania, jak i wskutek przerzutów w ciągu przynajmniej 130 lat. Ze względu na wykształcenie koryt i równiny aluwialnej towarzyszących korytom w odcinku 0 do 22,5 km, wydzielono 4 główne odcinki A—D (ryc. 25).

Wykształcenie koryta Białki zostanie przedstawione dla wybranych fragmentów. Koryta te zostały skartowane w latach 1976—1977 na planie geodezyjnym 1:2000 z 1966 r. Ze względu na duże zmiany w rozmieszczeniu koryt po powodziach 1968, 1970, (215 m<sup>3</sup>/s) i 1973 (280 m<sup>3</sup>/s), skartowany stan koryt bez ponownego zdjęcia geodezyjnego stanowi przybliżony obraz współwystępowania form w łóżysku powodziowym. Dokładność tego kartowania nie może być porównana z dokładnością, jaką uzyskano z analizy powtarzalnych zdjęć lotniczych w skali 1:2500 przed i po powodzi 1980 r.

W celu zilustrowania charakteru koryt w wybranych odcinkach przedstawione zostały, oprócz planu koryta z okresu 1976—1978, zmiany wywołane falą powodziową z lipca 1980 r. Zasięg nowych koryt



Ryc. 25. Spadek łóżyska Białki od połączenia z Jaworowym do ujścia. Na osi poziomej oznaczono wyróżnione w opracowaniu odcinku koryta A—D

A — Odcinek wzdłuż skalnego podcięcia, przeważa koryto pojedyncze, B — koryto roztokowe ( $B_1$  — silnie roztokowe ze znacznymi zmianami lateralnymi,  $B_2$  — odcinek u podnóża podcięcia skalnego z okresowo występującą awulsją,  $B_3$  — odcinek tzw. „bifurkacji środkowej”,  $B_4$  — odcinek przejściowy częściowo wycięty we fliszu a częściowo akumulacyjny powyżej przełomu przez Pas Skalicowy), C — odcinek silnie roztokowy w Kotlinie ( $C_1$  — koryta okresowo zakolowe na stożku u wylotu z przełomu,  $C_2$  — odcinek łóżyska wyraźnie wciętego w terasę rolną), D — odcinek dawnej bifurkacji ujściowej. Zestawienie spadków, szerokości łóżyska, szerokości równiny aluwialnej i zasięgu migracji koryt w wyróżnionych odcinkach A, B, C i dla całego odcinka 0—19 km

### Flood channel gradient downstream the Bialka River, below the Jaworowy Stream junction to the mouth

On the horizontal axis are indicated the sections of the Bialka channel A—D; A — section belonging to the rocky undermined slope, single channel prevail, B — braided channel ( $B_1$  — strong braiding with big lateral changes,  $B_2$  — section belonging to the rocky undermined slope with periodical avulsions,  $B_3$  — section of „central” bifurcation,  $B_4$  — transitional section, partly channel bed incised in flysch, partly alluvial channel above the Klippen Belt Gap), C — strong braiding section in the Nowy Targ Basin ( $C_1$  — periodically pseudomeandering channel on the alluvial fan with the apex below the gap,  $C_2$  — section with the flood channel distinctly incised in the agricultural terrace), D — section of an old bifurcation at the mouth of the Bialka River to the Dunajec River. Tabular data concerning channel slope, flood channel width, alluvial plain width and extent of channel migration in sections A, B, C and for the 0—19 km alluvial channel

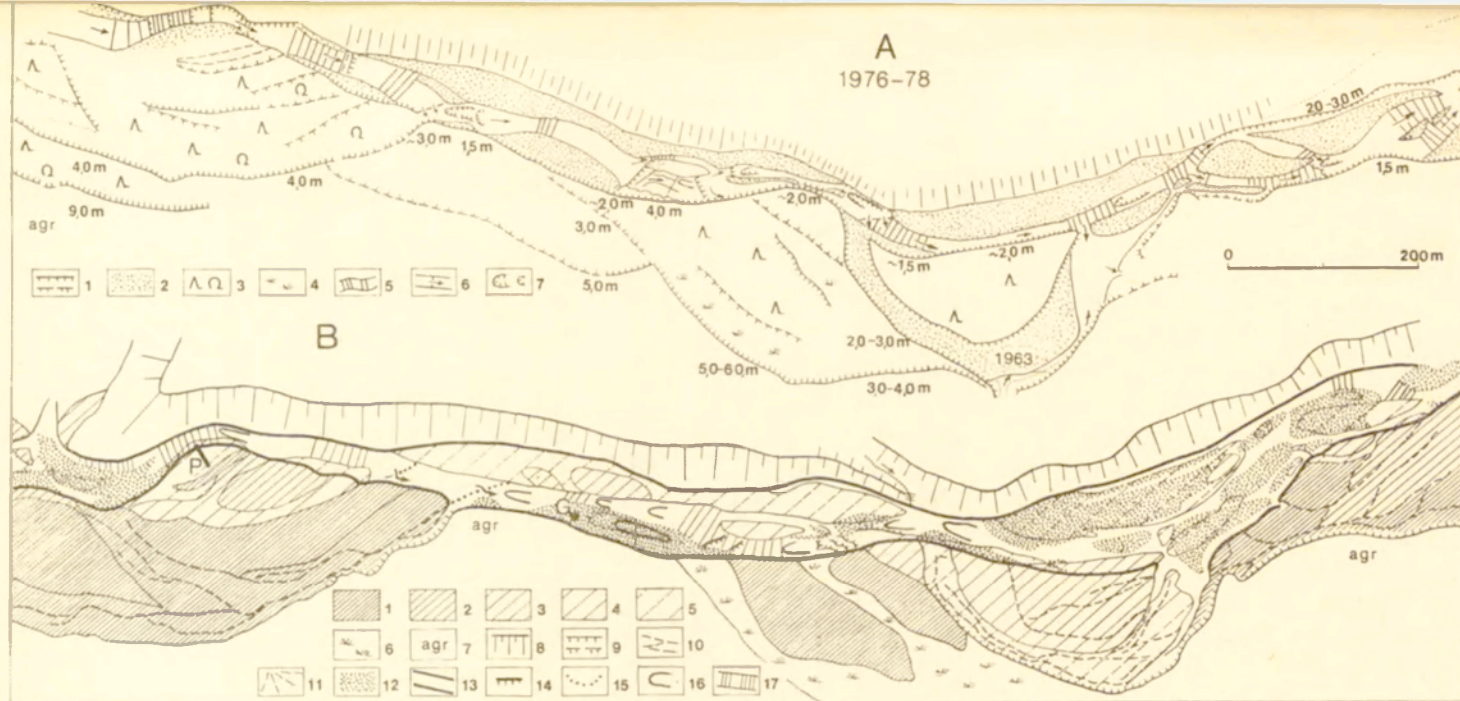
i rozmieszczenie nowo utworzonych łąch przedstawione zostały na tle sytuacji równiny aluwialnej i koryt, które przez 6 lat kształtowane były pod wpływem wezbrań nie przekraczających  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ . Obserwowane zmiany w rozmieszczeniu form w stosunku do stanu z 1976—1978 są niewielkie. Związane były z lokalnym modelowaniem zalewanych łąch w czasie maksymalnych wezbrań rocznych i powstaniem lokalnych małych koryt przelewowych. Zasadnicza zmiana dotyczy szorstkości w dawnym łożysku. Porośnięcie łąch wysokimi i gęstymi krzewami stwarza nowe warunki dla przepływów.

Do wykazania jak różne czasowo elementy składają się na rzeźbę równiny aluwialnej wyróżniono strefy zajęte przez różnowiekową roślinność drzew i krzewów. Stwierdzono bowiem w 6-letnim okresie bezpowodziowym, że 2—3 lata po powodzi na kamiennych łąkach wystąpiła naturalna sukcesja olchy tak, że zwarte obszary jednowiekowych drzew lub krzewów wyznaczają zasięg dawnych łąch lub porzuconych koryt. Jodły i świerki wkraczają w dalszej kolejności, rosnąc w ocienionych siedliskach w zagajnikach olchowych. Świerki i jodły są więc o 5—6 lat młodsze od powodzi, która kształtowała łąchy, a olchy tylko 2—3 lata młodsze. Kształty i rozmiary różnowiekowych płatów roślinności na równinie aluwialnej, jak i rozmiary nowo utworzonych form akumulacyjnych i porzuconych koryt świadczą o sposobie tworzenia się równiny aluwialnej rzeki roztokowej przez przyłączanie części dawnych łożysk. W przypadku przerzutu (awulsji) w obrębie równiny utrwała się całe koryto, świadczące swoimi parametrami o przepływie, który je ukształtował. Częstsze są jednak stosunkowo wąskie i głębokie rynny, rozmiarami nie przypominające współczesnych czynnych koryt. Geneza tych wąskich rynien zostanie omówiona osobno.

Oprócz sytuacji koryt z lat 1976—1978 i zmian koryt z czasu ostatniej powodzi załączone są ryciny dokumentujące zmienność koryt w latach 1956—1963, 1966, a więc w okresach, do których można uzyskać dane o stanie koryt (zdjęcia lotnicze: 1958, 1963, plan geodezyjny 1956, 1966). Dodatkowe dane o mniejszej dokładności można uzyskać z map topograficznych 1 : 100 000 (stan z 1931 r.), 1 : 25 000 (stan z 1951—1956). Dla niektórych odcinków przedstawiono również sytuacje koryt z planu katastralnego z 1846 r. i 1937 r.

### Charakterystyka koryta w odcinku A (0—5 km)

Odcinek 0—5 km odznacza się przewagą pojedynczego koryta dociętego do podłoża skalnego, o czym świadczą pojedyncze progi skalne. Z lewej strony dostawa do koryta pochodzi z wysokiego podcięcia skalnego. Dostawa materiału aluwialnego odbywa się głównie z prawego brze-

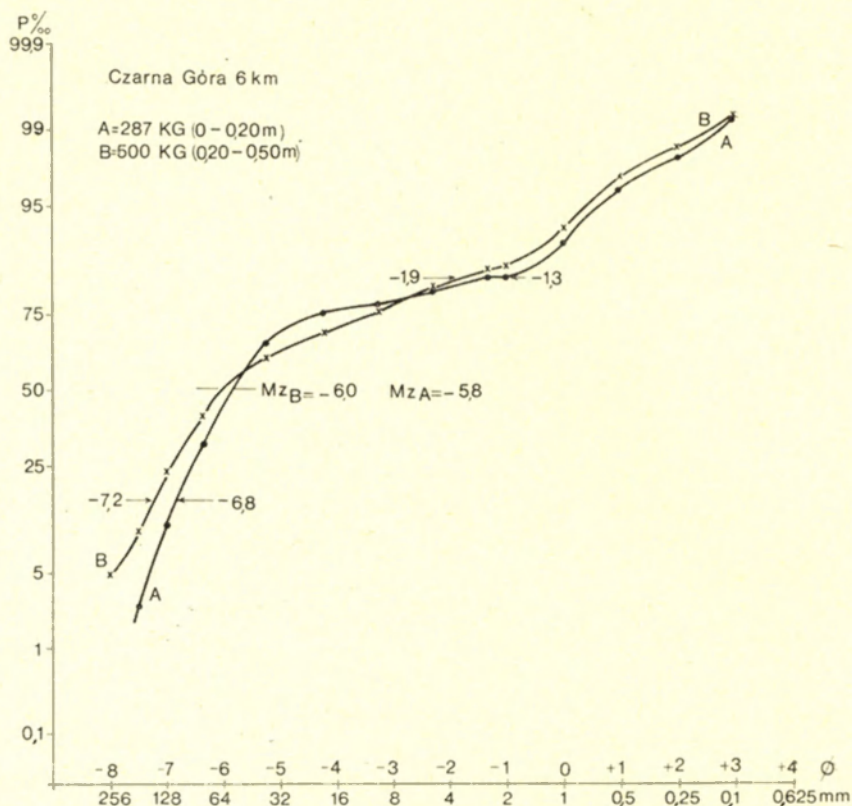


Ryc. 26. Przykład form korytowych Białki poniżej połączenia z Jaworowym

A. Stan koryta w latach 1976–1978: 1 — krawędzie teras, 2 — łachy z powodzi 1970–1973, 3 — lasy i zarośla, 4 — łąki, 5 — sekwencja bystrzy i plos, 6 — progi rumowiskowe, 7 — rynny i kotły erozyjne; B. Zmiany w korycie wywołane powodzią 1980: 1 — najstarsze lasy iglaste na równinie aluwialnej (ok. 50 lat), 2 — starsze lasy iglaste na równinie aluwialnej, 3 — młodsze lasy, głównie olchowe na równinie aluwialnej i w łózysku, 4 — zarośla olchowe sprzed powodzi 1970–1973, 5 — najmłodsze zarośla olchowe na łachach z okresu 1980–1973, 6 — łąki, 7 — pola uprawne, 8 — wysokie podcięcia skalne, 9 — krawędzie teras, 10 — ślady koryt na równinie aluwialnej, 11 — stożki aluwialne, 12 — łachy utworzone w czasie powodzi 1980, 13 — zasięg łóżyska z powodzi 1980, 14 — progi skalne w korycie, 15 — progi rumowiskowe, 16 — rynny erozyjne, 17 — sekwencja bystrzy i plos. Gwiazdka (G) oznacza stwierdzoną odległość transportu rumowiska znaczonego od paska malowanego (p) na łasze 150 m poniżej połączenia z Jaworowym

Example of channel forms below the Jaworowy Stream junction A. Channel during 1976–1978

1 — terrace edge, 2 — bars formed in 1970–1973, 3 — forest and bush, 4 — meadow, 5 — riffle and pool sequence, 6 — debris step, 7 — erosion trough and kettle; B. Channel change due to the 1980 flood: 1 — oldest coniferous forest on bar plain (about 50 years old), 2 — older coniferous forest on bar plain, 3 — younger forest, mainly alder, on bar plain and within flood channel, 4 — alder bush older than 1970–1973, 5 — youngest alder bush growing since 1970–1973, 6 — meadow, 7 — cultivated field, 8 — undermined rocky slope, 9 — terrace edge, 10 — traces of channels on alluvial plain, 11 — alluvial fan, 12 — bars formed during the 1980 flood, 13 — flood channel in 1980, 14 — rocky steps in channel bed, 15 — debris steps, 16 — erosion trough, 17 — sequence of riffle and pool. Stars (G) indicate distance of transported blocks from painted strip on the bar (p), 150 m below the junction of the Jaworowy Stream



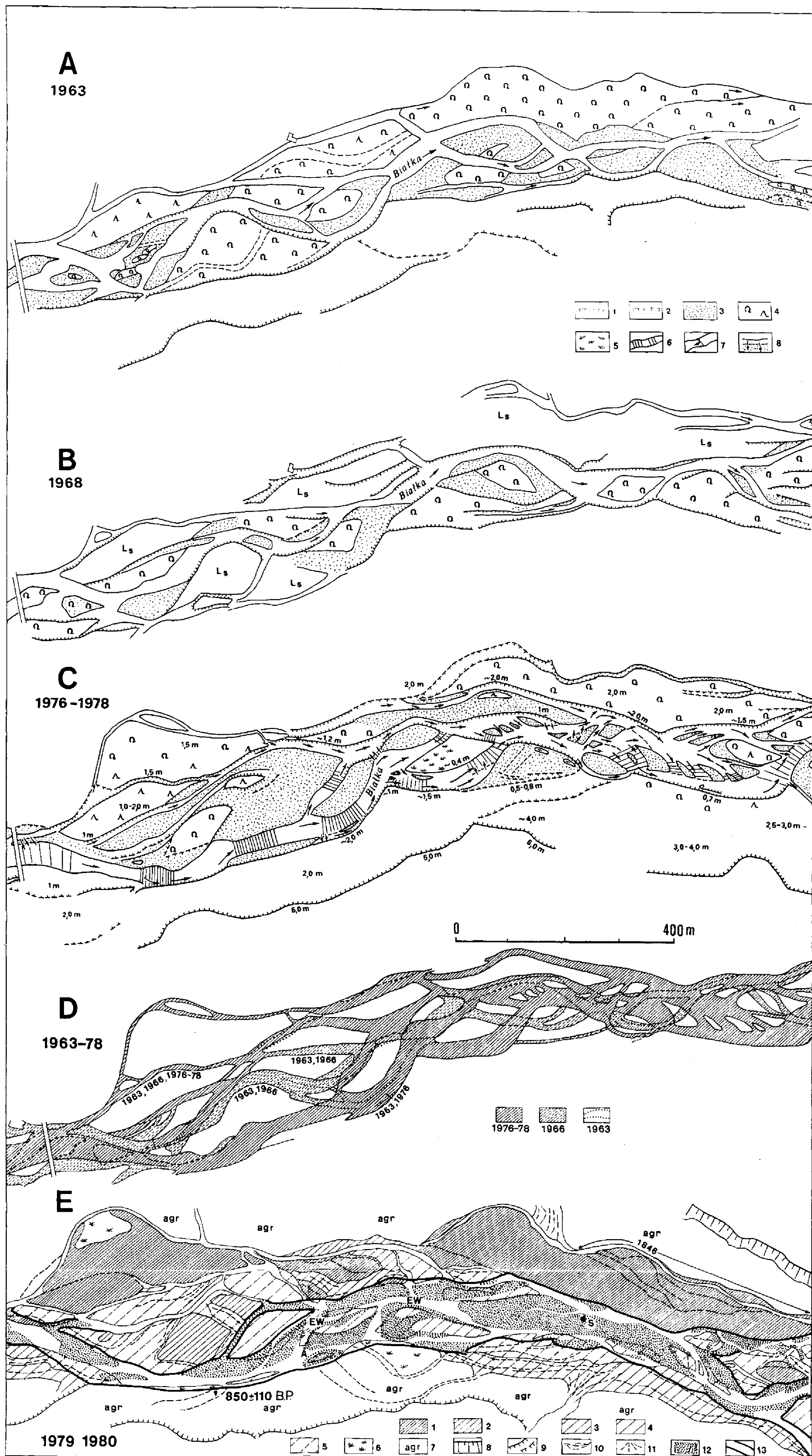
Ryc. 28. Krzywa kumulatywna składu mechanicznego materiału korytowego Białki w Czarnej Górze

A — warstwa powierzchniowa, B — warstwa głębsza. W warstwie powierzchniowej przeważa drobniejszy materiał niż w głębszej — efekt wylapania drobniejszej frakcji

Cumulative curve of grain size distribution of channel deposits at Czarna Góra

A — surficial horizon 0—30 cm, B — horizon 30—50 cm. The lower layer is coarser than the upper one — effect of trapping of finer particles

gu, podcinanego aktywnie na prawie całej długości. Wysokość tych podcięć wynosi 1,5—2 m, lokalnie ponad 3 m. Zespoły form korytowych przedstawia rycina 26. Przeważają łachy brzeżne, a w dnie występują progi i rynny wcięte w skale. Rytm bystrzy i plos nie jest regularny, gdyż związany jest z występowaniem progów skalnych i łach środkowych. Rynny erozyjne miejscami wcięte w skale występują poniżej progów skalnych lub rumowiskowych (fot. 5, 6). Ze względu na dość płasko leżące ławice piaskowcowe, progi dowiązują do systemu spękań. Większe zróżnicowanie form korytowych występuje we wsi Jurgów, gdzie łóżysko ma ponad 100 m szerokości (ryc. 10, 26). Średnia szerokość łóżyska w 5 km odcinku do mostu w Bukowinie Dolnej wynosi 74 m ( $\sigma = 21.51$ ). W czasie ostatniej powodzi podcinany był lokalnie prawy

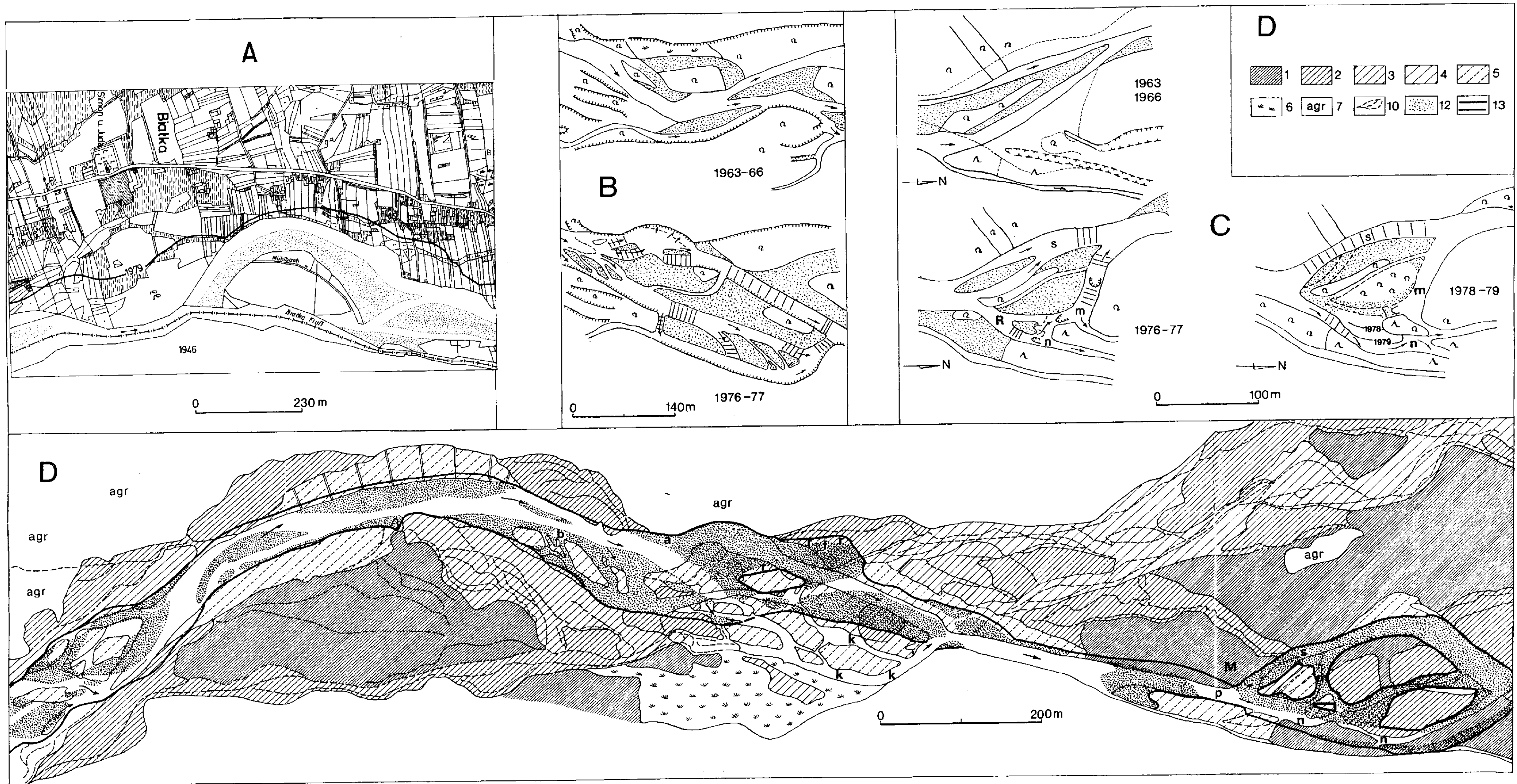


Ryc. 27. Przykład zmian koryt i ich wykształcenia w strefie znacznych migracji lateralnych poniżej mostu w Bukowni Dolnej

A. Stan koryt według zdjęć lotniczych z 1963 r. 1 - krawędzie teras; 2 - niewyraźne krawędzie teras i podcięcie wysp; 3 - bariery; 4 - wyspy; 5 - zakłócenia w kierunku płci i bariery; 6 - prógi rzecznicze; 7 - przebiegające wody przez koryto; B. Stan koryt według planu geodezyjnego z 1968 r. C. Stan koryt kartowanych w latach 1976-1978. D. Zmiany koryt w okresie 1963-1978. E. Zmiany w korycie spowodowane powodzią 1980 r. 1-13 opisane jak na rys. 26 B.

Example of channel changes and its relief in the zone of strong lateral migration below the bridge at Bukownia Dolna

A. Channel bed according to the aerial photos of 1963. 1 - terrace edge; 2 - and 3 - terrace edge and undercut of an island; 3 - bars; 4 - forest; 5 - meadow; 6 - sequence of riffle and pool; 7 - debris steps; 8 - overflow on the bar; B. Channel according to the geodetic map of 1968. C. Channel in 1976-1978 according to the author's mapping. D. Channel changes during the period 1963-1978. E. Channel changes due to the 1980 flood. For 1-13 see legend to Fig. 26 B.



Ryc. 29. Przykład koryta w Białce Środkowej

A. Aktualny zasięg łazyska Białki na tle sytuacji z 1846 r., B. Przykłady koryt w strefie akumulacyjnej w latach 1963-1966, C. Przykłady zmian koryt w odniesieniu szczególnych obserwacji przyrównań łachy(m) i związanej z tym poszerzenia jednego z koryt (n), które po powodzi 1980 stała się głównym i sekcją D), D. Zmiany w korycie wysłone powodzią 1980 (1-13 opisania jak na ryc. 26 B)

Example of the channel at Białka Środkowa

A. Present-day extent of the Białka flood channel on the background of the cadastral map of 1846, B. Example of a channel in the accumulation zone during 1963-1966, C. Example of channel changes in detailed observation section of accretion of the bar and related channel enlargement (n). This elongated channel was formed as the main channel during the 1980 flood, D. Channel changes due to the 1980 flood. For 1-13 see legend to Fig. 26 B

brzeg. Nowe formy akumulacji związane są z lokalnym pogłębieniem koryta, co spowodowało wynurzenie się dużej łachy. Pogłębienie o 1 m stwierdzono poniżej połączenia z Jaworowym. Spowodowało ono nie tylko wynurzenie części dawnego koryta, lecz także wcięcie się w skałę tak, że łacha okryta materiałem o średnicy około 1 m w okresie 1976—1979, porośnięta obecnie zagajnikiem olchowym, znalazła się na cokole łupkowym 0,5—1 m wysokim. Pogłębienie w skale sprzyjało erozji bocznej i poprzez rozmywanie cokołu łupkowego doszło do uruchomienia grubego materiału budującego łachę. W środkowej części dawnej łachy zniszczony został pas 10—12 m szerokości, a materiał o średnicy 1 m podlegał transportowi. Stwierdzono transport malowanego materiału na odległość do 400 m, lecz większości z malowanych bloków nie odnaleziono. W rezultacie pogłębienia koryta powstały nowe progi skalne i nowe rynny skalne o głębokości około 2 m. Odcinek do odciętego zakola (ryc. 26) spełnia funkcje erozyjno-transportowe, poniżej występuje strefa akumulacji grubego materiału i koryta nabierają charakteru roztokowego (ryc. 10, 26).

Na erozyjny charakter koryta w odcinku 0—5 km wskazuje rzeźba równiny aluwialnej, w obrębie której występują odcięte i zawieszane łuki koryt. Takie systemy zawieszonych zakoli, pochodzących z różnych okresów, są cechą wyróżniającą omawiany odcinek. Zakole występujące 1 km poniżej połączenia z Jaworowym, funkcjonowało jeszcze w 1963 r. W 1966 r. koryto główne miało przebieg prosty, a zakole zostało odcięte. W czasie 1966—1980 główne koryto pogłębiło się i wlot zakola znajduje się obecnie około 0,8 m ponad średni stan wody. Akumulowana jest w nim facja piaszczysta, co wskazuje, że maksymalne wody mogą jeszcze wypełniać zakole. Inne zakole odcięte po 1966 r. znajduje się powyżej mostu w Bukowinie Dolnej. W okresie ostatnich 130 lat, jak wskazuje analiza planu katastralnego, przetrwały duże zakola porośnięte lasem we wsi Jurgów (ryc. 10). Przetrwanie tego zakola świadczy, że ta część dawnej równiny aluwialnej znajduje się poza zasięgiem migracji lateralnych od ponad 130 lat. Fakty te wskazują pośrednio, że w rozważanym odcinku w miarę pogłębiania się koryta równina aluwialna staje się terasą. Na pogłębianie wskazują też ślady młynówki i resztki młyna na lewym brzegu poniżej mostu do Brzegów, występujące na terasie obecnie 3 m nad koryto. Należy podkreślić stały zasięg łożyska, które zaledwie na długości 400 m (powyżej Jurgowa) poszerzyło się o 20—50 m kosztem pól uprawnych od 1937 r., a więc w czasie 45 lat. W wyniku pogłębiania zatem równina aluwialna miejscami stała się terasą, a jej części zachowały zawieszone zakola nawet sprzed 130 lat. Na pogłębianie wskazuje też odślanianie się nowych progów i rynien skalnych w korycie, częstszych po powodzi 1980 r.

## Charakterystyka koryta i równiny aluwialnej w odcinku B (5—14 km)

Cechą charakterystyczną koryta i towarzyszącej mu równiny, porośniętej lasami olchowymi i mieszanymi w obrębie skrzynkowo wykształconej doliny Białki aż po zwężenie przełomu przez Pas Skalicowy, jest występowanie licznych, wąskich i stosunkowo głębokich rynien, a miejscami porzuconych koryt na równinie aluwialnej. Koryta te i rynny są suche, a lokalnie drenują zbiornik aluwialny; w czasie wezbrań niektóre z nich wykorzystywane są przez wody Białki lub jej dopływów. Łóżysko ma średnio szerokość 109 m, a zasięg migracji koryt 231 m (ryc. 25). Średni spadek jest zaledwie o 1‰ mniejszy niż w odcinku wyższym i wynosi 12,77‰ ( $\delta = 2,67$ ). W odcinku 5—14 km spadki zmieniają się znacznie od 8 do 16‰. Ze względu na wykształcenie koryta oraz warunki doświadczenia wyróżnić można 4 pododcinki, które ze względu na pewną odrębność omawiam osobno.

B<sub>1</sub> — pododcinek klasycznego rozwoju koryt roztokowych, zasilanych w rumowisko z obu stron z erozyjnych podcięć pokryw aluwialnych. W pododcinku tym progi skalne odsłaniają się tylko w jednym miejscu znacznego zwężenia łóżyska; występuje tu tylko jedno koryto o szerokości 25 m i tym tłumaczyć można docięcie się rzeki do podłoża skalnego. Zmiany koryt na długości 3 km w czasie od 1963 r. były przedmiotem dwóch opracowań (Baumgart-Kotarba 1979, 1980). Łóżysko zarówno ukształtowane przez powódzie 1968, 1970, 1973, jak i po powodzi 1980 r. miało szerokość 70—200 m. Taka znaczna szerokość łóżyska i występowanie dużych łach i wysp związana jest z charakterystycznym mechanizmem procesów korytowych. Jedne koryta w czasie powodzi zostają zablokowane materiałem transportowanym i odcięte od aktywnego systemu, a inne, często kiedyś porzucone wskutek aggradacji lub erozji wstecznej związanej z przelewem wody przez łachę z wyżej położonego koryta do niższego, stają się aktywne i dopasowują się do kształtującego je przepływu. Fakty ponownego wykorzystania koryt, które funkcjonowały kilka lub kilkanaście lat wcześniej stwierdzone zostały na podstawie analizy ich przebiegu w latach 1963—1980. Również analiza zmian związanych z powodzią 1980 r. wskazuje na aggradację w jednych odcinkach, a pogłębianie w innych (Baumgart-Kotarba 1983). Na rycinie 27E oznaczono miejsca silnej erozji wgłębnej EW (1—2 m) i aggradacji A, która doprowadziła do skierowania wody w jedno koryto pogłębione do 2 m. Koryto to jest stosunkowo wąskie (10—15 m) i towarzyszy mu łacha brzeżna o szerokości 25—30 m, zbudowana z otoczków o rozmiarach 30—60 cm wykazujących świetną imbrykację. Fakt ten wskazuje, że w łóżyisku występują koryta, które odcinkami dopasowały swoje parametry (szerokość, głębokość, frakcja) do kształtującego je przepływu. Natomiast niżej w rozszerzeniu występuje rozległa strefa akumulacji

o szerokości 75—100 m i długości 500 m, gdzie przeważa udział drobniejszego materiału (ryc. 20; krzywa A + B). Analizowano osobno materiał z 20 cm warstwy stropowej (A) i z głębszej 30 cm warstwy, lecz nie stwierdzono uzbrojenia (ryc. 28). Przypuszczalnie górna warstwa wyłapała materiał drobniejszy transportowany przez saltację i w zawiesinie.

Łożysko powodziowe zajmują więc dwa, a czasem trzy koryta, które modelowane były w czasie jednej powodzi, choć często nierównocześnie, np. poszerzone koryto z nowo utworzonymi łachami uległo zablokowaniu i odcięciu, a w rezultacie większość przepływającej wody formowała nowe, inne koryta. Dlatego szerokość łóżyska nie jest funkcją przepływu maksymalnego, lecz wyrazem zmian koryt. Obserwowane sekwencje bystrzy i plos odzwierciedlają rozkład procesów korytowych w czasie powodzi, lecz zmiany koryt, ich różne parametry powodują, że sekwencje te nie odznaczają się oczekiwaną stałością. W części omawianego odcinka roztokowego rysuje się rytm bystrzy i plos o średniej odległości około 125 m, przy szerokości aktywnego koryta 50—60 m. Plosa występują w miejscach pogłębianych w czasie dużych powodzi, a bystrza dowiązują do stref akumulacji łach brzeżnych lub środkowych. W strefie, gdzie łożysko ma 100—150 m występują wyspy i przypuszczalnie koryta były kształtowane niezależnie. Natomiast we wspomnianej strefie akumulacji stan zarejestrowany na zdjęciu lotniczym, wykonanym w październiku 1980 r., różni się od stanu obserwowanego bezpośrednio po powodzi lipcowej w 1980 r. Przyczynę tego upatruję w wezbraniu z początku października 1980 r., które miejscami doprowadziło do zmian koryt przez pogłębienie jednych i wskutek tego „osuszenie” innych. Zmiany takie nastąpiły właśnie w rozszerzeniu, gdzie występuje drobniejszy materiał. W omawianym przypadku duża łacha jest łachą złożoną po opuszczeniu koryta oddzielającego dwie pierwotne łachy.

Analiza planu katastralnego i porównanie zasięgu pól ze zdjęciem lotniczym z 1963 r. wskazuje, że granica równiny aluwialnej w oznaczonym odcinku (ryc. 27E) wydaje się nie zmieniona od 1846 r. Na zdjęciu katastralnym przebieg taki miała krawędź bezpośrednio nad korytem rzeczny. Dlatego przypuszczam, że równina aluwialna w tym odcinku liczy ponad 130 lat, mimo że drzewa iglaste porastające ją nie przekraczają 40 lat. Głównym procesem od 130 lat jest tu lateralne przesuwanie koryt ku brzegowi prawemu. Fakt występowania w obrębie równiny aluwialnej licznych śladów koryt, głównie wąskich rynien (2—3 m szerokich), jakie można obserwować we współczesnym korycie między łachą a podcinanym erozyjnie brzegiem (fot. 7), świadczy, że równina ta zbudowana jest z części dawnych łach i rozdzielających je od erozyjnych podcięć rynien marginalnych. Takie rynny marginalne towarzyszą podcięciom erozyjnym wysp porośniętych lasem sprzed 20 lat. Brak wypełnienia tych rynien drobnym materiałem piaszczysto-żwirowym wskazuje na to, że nie cała strefa dawnego łóżyska jest zalewana w czasie katastrofalnych powodzi i dla-

tego nie może dojść do wypełnienia tych rynien facją pozakorytową. Oczywiście w odcinkach, które znalazły się w pobliżu głównego koryta lub wskutek agradacji dochodziło do zalania dawnych koryt, występowała depozycja osadów piaszczystych w tych stosunkowo wąskich ryniach. Nie jest to jednak zjawisko powszechne. Występowanie w obrębie równiny aluwialnej wspomnianych rynien jest dowodem bocznego przyłączania nie zalewanych fragmentów dawnych łóżysk i równocześnie potwierdza brak pionowego nadbudowywania tych równin.

Wiek osadów wypełniających dawne koryto Białki, znajdujących się obecnie w obrębie 2—3 m terasy rolnej w Czarnej Górze, wynosi  $850 \pm 110$  lat BP i wskazuje, że w czasie 1000 lat nie doszło w tym miejscu do pogłębienia koryta, a raczej przeważała migracja lateralna (ryc. 27E). Stwierdzenie 1—2 m pogłębienia w odcinkach koryta w czasie ostatniej powodzi wskazuje, że pogłębienie lokalne o 2 m jest procesem korytowym, charakterystycznym dla Białki. Dlatego wypełniona 2 m głębokości rynna koryta sprzed prawie 1000 lat dowodzi przetrwania tendencji do migracji poziomych i braku tendencji do pogłębiania. Świadczy to o różnych tendencjach rozwoju koryt i równiny aluwialnej Białki w odcinku 0—5 km w stosunku do omawianego odcinka 5—8 km.

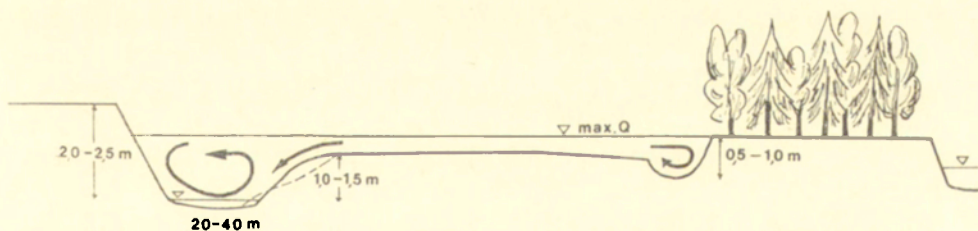
B<sub>2</sub> — pododcinek koryta roztokowego wzdłuż podcięcia skalnego charakteryzuje się stosunkowo stabilnym przebiegiem koryta, uwarunkowanym występowaniem wysokiego podcięcia stokowego, które zasila, zwłaszcza wiosną, koryto w zwietrzeliny piaskowcowe i łupkowe. Podcięcie to determinuje, zbliżony do prostoliniowego, przebieg łóżyska. W górnej części wspomnianego stoku występują wielkie zerwy osuwiska strukturalnego Litwińskiej Grapy, więc nie wykluczone, że prostoliniowy przebieg tego podcięcia dowiązuje do linii strukturalnej. W górnej części tego pododcinka, gdzie Białka dociera pod skalny stok, uruchamiane jest osuwisko, którego koluwia okresowo odpychały Białkę do równoległego koryta. Na planie katastralnym z 1846 r. widoczne jest równoczesne funkcjonowanie dwóch koryt, a wyspa między nimi zajęta była przez pola uprawne. Z pól tych pozostało bardzo niewiele, co świadczy o prawie całkowitym przerobieniu obecnej równiny aluwialnej w czasie 130 lat. Ostatni raz koryto równoległe funkcjonowało przez 10 lat po powodzi w 1934 r., gdy rzeka, według wywiadów, została „odbita” od ściany przez osuwisko. W czasie ostatniej powodzi powstała awulsja spowodowana zatknięciem się głównego koryta pod ścianą wskutek agradacji materiału korytowego, wywołanej poprzeczną ostrogą wybiegającą na dwie trzecie szerokości łóżyska. Rzeka wykorzystwała zapasowe koryto sprzed 1972 r. (Baumgart-Kotarba 1983).

Cechy koryta pod ścianą, tj. 1 km długości odcinka, odznaczającego się rytmem plos i progów oraz znajdującego się poniżej 0,5 km rozszerzenia łóżyska w okresie 1976—1979, a także zmiany wywołane tu po-

wodnią 1980 r., zostały przedstawione szczegółowo w osobnym artykule (Baumgart-Kotarba 1983). Powódź spowodowała cofnięcie równiny aluwialnej wskutek erozji bocznej o 10–25 m, a poniżej zaznaczyły się strefy akumulacyjne łach. Przy szerokości łóżyska 50–75 m i wysokości podcięć do 2 m zaznaczyła się alternacja stref pogłębienia z płosami i stref akumulacji na długości 100–150 m, przy zmianach pionowych koryt rzędu 1 m, szacowanych w stosunku do wysokości brzegów (fot. 8).

Pozostałą część pododcinka B<sub>2</sub> pod skarpą skalną stanowi strefa akumulacji w rozszerzeniu łóżyska do 100 m oraz szeroki łuk pojedynczo wykształconego koryta, kończący się również strefą akumulacji (ryc. 29D). Przypuszczam, że stabilność koryta w strefie wspomnianego łuku uwarunkowana została morfodynamiką Białki, która w czasie powodzi, wypływając z prostoliniowego odcinka pod ścianą, zatacza łuk o cięciwie 1 km, zanim dopasuje się do nowego południkowego kierunku doliny. O poszerzeniu łóżyska w strefie rozległego łuku w czasie 130 lat świadczą zmiany jego zasięgu względem stanu z planu katastralnego (ryc. 29A). Cofnięcie pól uprawnych w strefie łuku wynosi 10–70 m. Młyn, który mieścił się po wewnętrznej stronie łuku nad korytem w obrębie wyspy funkcjonował jeszcze w czasie II wojny światowej i przypuszczalnie wskutek powodzi 1948 r. został zniszczony, gdyż wtedy koryto zostało zamulone. Drugie koryto, ścinające zakręt pod ścianą, było aktywne jeszcze przed 1963 r. Młodsze części równiny aluwialnej przyrastały bocznie do wewnętrznej części zakola w okresie przed i po 1963 r., przypominając rozwój łachy meandrowej; w części dystalnej zakola zachowany został system równoległych rynien i wydłużonych łach (odmiana scroll i swale).

W dolnej części łuku na początku następnego pododcinka, zwanego odcinkiem środkowej bifurkacji, wykształcił się system łach świadczących o wzmożonej akumulacji (ryc. 29B). Zwłaszcza w latach 1976–1978 można było stwierdzić dywergentny spływ wody i związany z nim system łach, tworzących dużą łachę podkowiastą. W tej części w okresie bezpowodziowym dochodziło do lokalnych zmian koryt, wskutek zatykania się jednych i powstawania nowych koryt przelewowych.



Ryc. 30. Rynny marginalne na profilu poprzecznym suchego po powodzi 1980 koryta Białki w Białce Dolnej

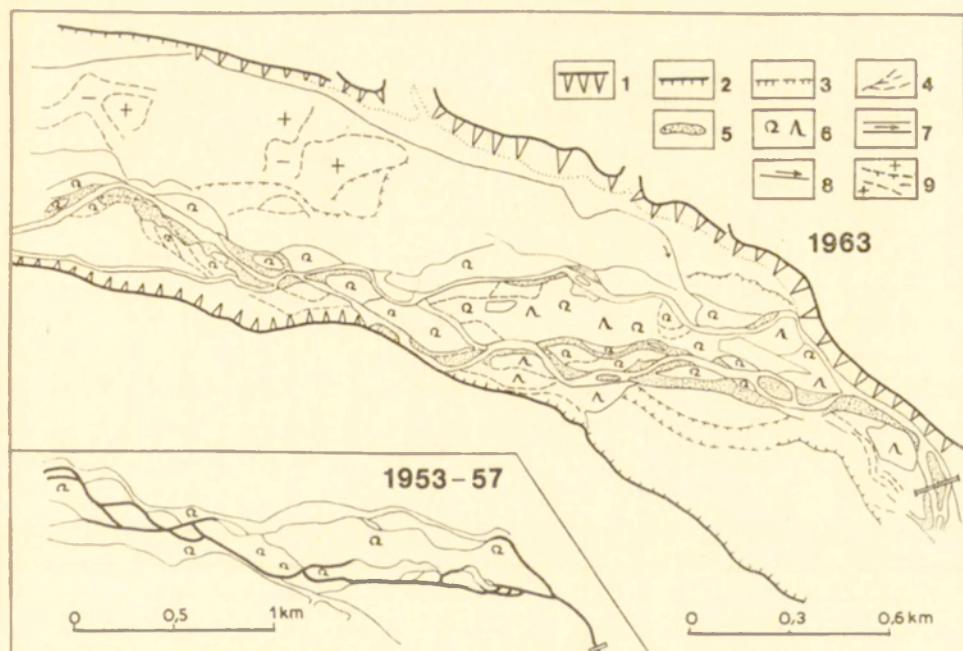
Marginal trough on the cross-profile of the dry channel formed by the 1980 flood at Białka Dolna

Rozwój roślinności sprzyjał wyłapywaniu materiału piaszczysto-żwirowego, niesionego podczas wezbrań rocznych. W czasie ostatniej powodzi zaszła istotna zmiana koryt (ryc. 29D). Wskutek zatkania się lewego głównego koryta (a) i prawych bocznych koryt w strefie dawnego przemiału (b) powstało nowe, pojedyncze koryto z systemem nowo utworzonych łach. Przykład ten dobrze ilustruje mechanizm zmian koryt charakterystyczny dla okresów powodziowych. W odciętym lewym korycie została nie zmieniona rzeźba części z marginalnymi rynnami (r) wzdłuż wyspy i podcięcie brzeżnych z zaprądowym czołem zsy-powym łachy (f) (ryc. 29D — środkowa część ryciny; ryc. 30). Równocześnie nie zmieniony pozostał system dawnych koryt (k), tworzących „korytarze” wśród zarośniętych olchami łach z lat 1970—1973.

Na rycinie 29 znajduje się także dokumentacja innego przykładu mechanizmu zmian koryt. Rycina 29C ukazuje historię rozwoju koryt w odcinku M (ryc. 29D) w latach 1963—1979. Przypuszczalnie w czasie powodzi 1968, 1970 i 1973 wskutek erozji bocznej doszło do uaktywnienia dawnych rynien, znajdujących się w obrębie równiny aluwialnej. W okresie 1976—1979 obserwowano przemieszczanie malowanego materiału budującego małą łachę środkową w strefie rozdzielnia się koryt (R). Łacha ta zalewana była w czasie corocznych wezbrań o przepływie 30—40 m<sup>3</sup>/s. Zbierany z jej powierzchni materiał osadzał się w zaprądowej dolnej części łachy. W 1978 r. doszło do zatkania koryta *m* i znacznego poszerzenia koryta *n*. Dalszy przyrost zaprądowej części łachy nastąpił w 1979 r. i wtedy pomalowano materiał o średnicy 10—20 cm, znajdujący się na tej łasze na powierzchni o rozmiarach 30 × 15 m. Podczas podniesionych stanów wody funkcjonowało koryto *m* i w znajdującej się tam rynnie następowała akumulacja piasków. Również zalewana i dobudowywana była dolna część obserwowanej łachy. Taki podniesiony stan wody rejestruje rycina 29D.

Ostatnia powódź spowodowała odcięcie dawnego głównego koryta *s* wskutek pogłębiania się głównego koryta *p*. Cały przepływ powodziowy spowodował zupełne przemodelowanie koryta *n*, kosztem zniszczenia pasa 10—15 m równiny aluwialnej z obudowaną młynówką. Nie znaleziono ani jednego z malowanych otoczek, natomiast w nowym, pogłębianym o 1 m korycie występuje na łasze bocznej niezwykle grubo materiał (ryc. 20). Częściowo woda wykorzystwała inne koryto poszerzając je, a następnie zasypując materiałem żwirowym, natomiast w ostatniej fazie piaszczystym. Miąższość zasypania części przylegającej do koryta głównego sięga 2 m. Przykład ten dobrze ilustruje skalę zmian, jakie zachodzą w korycie Białki w czasie powodzi.

B<sub>3</sub> — pododcinek środkowej bifurkacji. Rozdwojenie łóży Białki na długości prawie 2 km było charakterystyczne w ostatnich 130 latach, przy czym w pewnych okresach Białka płynęła na przemian lewym lub prawym korytem (ryc. 31, 32; fot. 2). W okresie 1958—1966 Białka wykorzystwała lewe koryto. W 1975 r. dno tego koryta szero-



Ryc. 31. Odcinek środkowej bifurkacji na tle dna doliny Białki w 1963 r. na podstawie zdjęcia lotniczego oraz stan koryt w latach 1953—1957 według mapy topograficznej 1 : 25 000

1 — podcięcia skalne stokowe i terasy risskiej, 2 — krawędź terasy würmskiej, 3 — krawędzie wyraźne i niewyraźne młodszych teras, 4 — ślady koryt, 5 — łachy, 6 — równina aluwialna porośnięta lasami liściastymi i iglastymi, 7 — koryta aktywne, 8 — kanał melioracyjny, 9 — rzeźba w obrębie terasy holocenijskiej

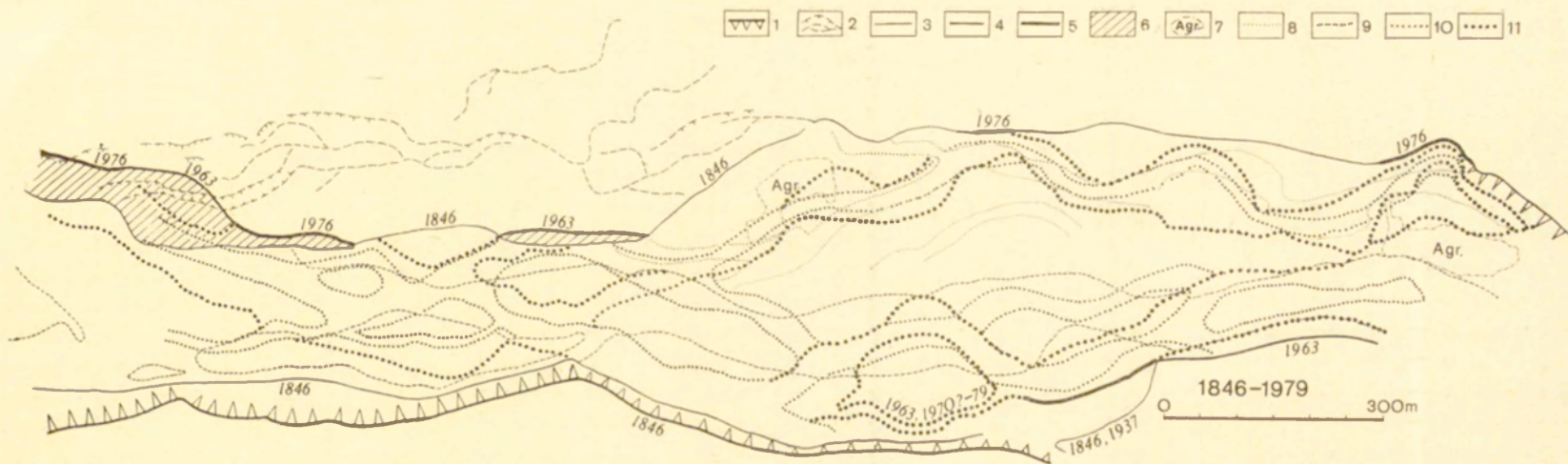
“Central” bifurcation section based on interpretation of the aerial photo of 1963 and the toposheet 1 : 25 000 analysis during 1953—1957

1 — rocky undercut of slope and of the Riss terrace, 2 — Würm terrace edge, 3 — edges of younger terraces, distinct and indistinct, 4 — traces of channels, 5 — bars, 6 — alluvial plain with forest, 7 — active channels, 8 — canal, 9 — relief of the Holocene terrace plain

kości około 30 m porastały 2-letnie olszyny, co świadczy, że po powodzi 1973 r. lewe koryto ostatecznie zostało pozbawione wody, co spowodowane zostało bezpośrednio pogłębieniem się koryta prawego.

Przyczyny stałego zasięgu bifurkacji w profilu podłużnym są trudne do wyjaśnienia. Faktem jest, że w ciągu ostatnich 130 lat przerobiona została równina aluwialna na całej szerokości i miejscami zasięg poprzeczny równiny pozostał nie zmieniony od 1846 r., a w innych miejscach zwiększył się kosztem terasy 3—3,5 m (ryc. 32). O przerobieniu całej równiny aluwialnej świadczy zniszczenie enklaw pól uprawnych istniejących od 1846 po 1963 r., przypuszczalnie w czasie powodzi 1968, 1970 i 1973 r. Oszacowanie wielkości cofnięcia jest trudne, gdyż różna jest dokładność analizowanych materiałów kartograficznych i zdjęć lotniczych. Brzeg terasy rolnej w Trybszu został w okresie 1937—1963 cofnięty około 18 m ( $\pm 5$  m).

Na prawym brzegu stały zasięg migracji koryt w 70% uwarunko-



Ryc. 32. Zmiany koryt Białki w odcinku środkowej bifurkacji w latach 1846—1979

1 — podcięcia terasy risskiej lub wurmskiej, 2 — ślady koryt na terasie sprzed 1846 r., 3 — zasięg równiny aluwialnej przetrwały od 1846 r., 4 — zasięg równiny aluwialnej od 1963 r., 5 — zasięg równiny aluwialnej z lat 1976—1979, 6 — cofnięcie terasy od 1846 r., 7 — enklawy gruntów ornych z 1846 r., zniknęły przed 1966 r., 8 — koryta sprzed 1846 r., 9 — koryta w 1846 r., 10 — koryta z lat 1963—1966, 11 — koryta z lat 1976—1979

#### Channel changes in the “central” bifurcation section during the period 1846—1979

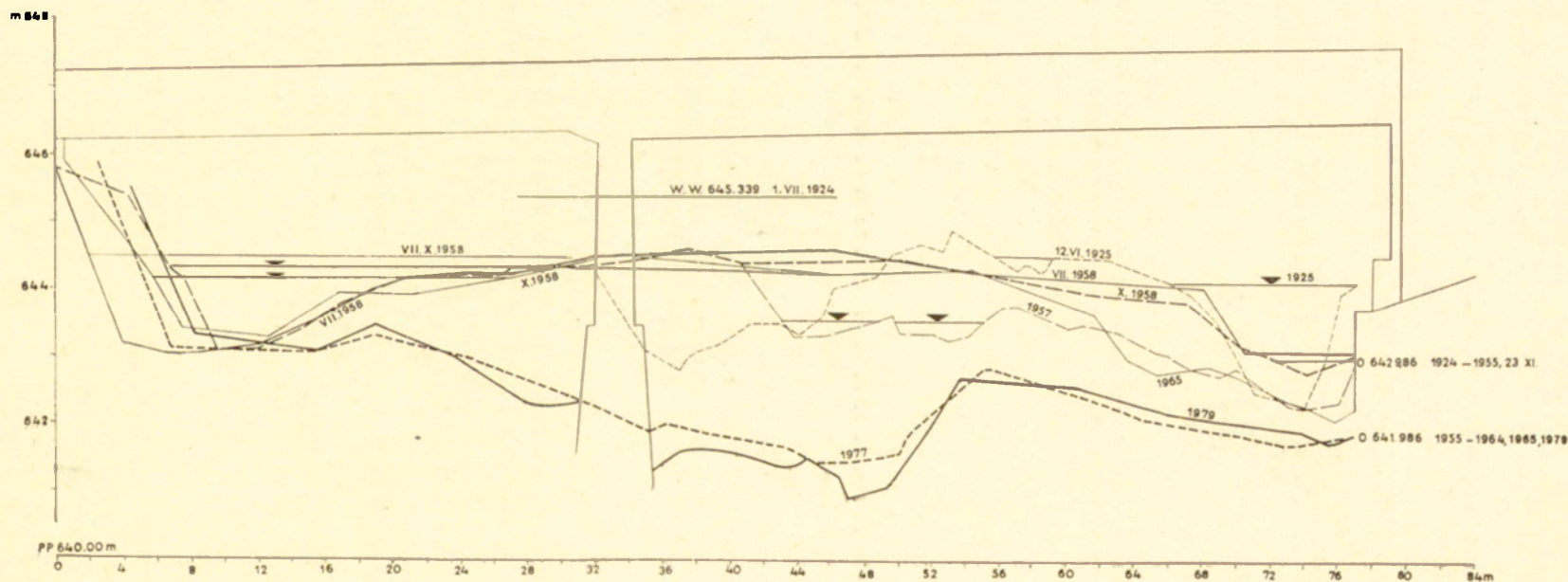
1 — terrace undercut (Riss/Würm), 2 — traces of channels before 1846, 3 — extent of the alluvial plain since 1846, 4 — extent of the alluvial plain since 1963, 5 — extent of the alluvial plain recorded in 1976—1979, 6 — hachures indicate retreat of terrace edge since 1846, 7 — crops from 1846, disappeared before 1966, 8 — channels before 1846, 9 — channels active in 1846, 10 — channels in 1963—1966, 11 — channels in 1978—1979

wany jest przebiegiem skalnego podcięcia terasy würmskiej i risskiej, 60% długości krawędzi lewobrzeżnej terasy 3—3,5 m przetrwało bez istotnych zmian od 1846 r. Z analizy podcięć oddzielających niską terasę od równiny aluwialnej wynika, że z całkowitej długości podcięć (4,75 km) 37% stanowią elementy trwałe, związane ze skalnymi podcięciami, a 30,3% krawędzie niskiej terasy nie zmienione od 130 lat. Tak więc nie zmieniony zasięg poprzeczny równiny aluwialnej dotyczy 67,3% ogólnej długości podcięć i krawędzi, natomiast 22,8% prze-modelowane było przed 1963 r., 10% przed 1970 r., głównie w okresie 1968—1973.

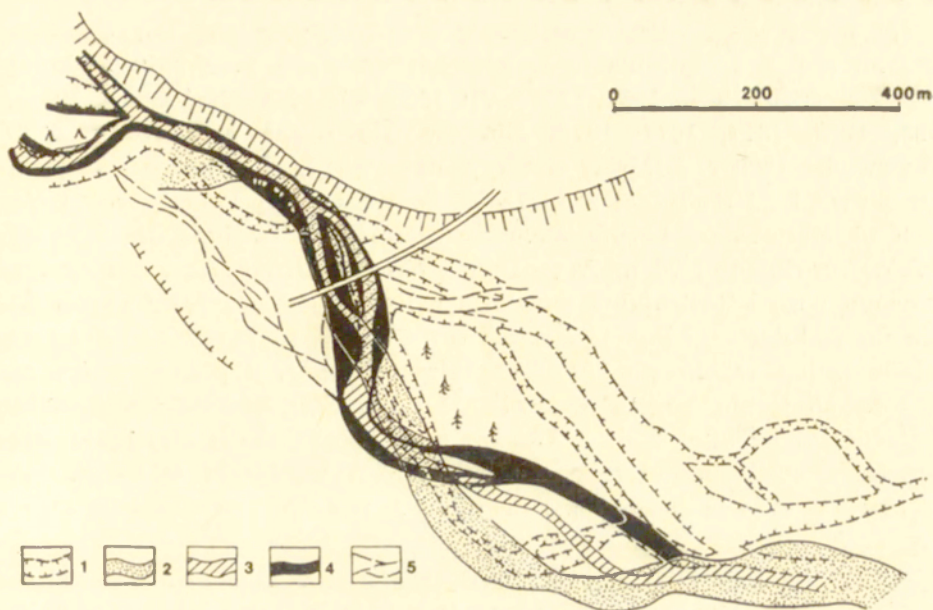
Przyczyny stałego istnienia opisanej bifurkacji nie są znane. Spadki w początkowym, 500 m odcinku, wynoszą zaledwie 11‰. W dnie, oprócz szerokiej równiny aluwialnej, występuje tylko terasa niska 3—3,5 m (ryc. 8, 31). W odcinku tym nie odsłania się cokolwiek skalny w korycie. Bifurkacja występuje w odcinku wcześniej nazwanym przejściowym ze względu na gwałtowną zmianę wysokości teras czwartorzędowych, obniżenia się cokołu skalnego terasy risskiej i zaniknięcie cokołu terasy würmskiej. Nie występują tu wyższe terasy holoceni (fot. 2). Brak wierceń nie pozwala stwierdzić głębokości podłoża skalnego, które pojawia się jednak w występującym niżej odcinku zwężenia łóżyska koło mostu w Trybszu. Te fakty nie pozwalają wnosić o współczesnej subsydencji, lecz niewątpliwie omawiana strefa przejściowa na południowym obrzeżeniu wąskiej struktury Pasa Skalicowego różniła się przeszłością tektoniczną. Na podkreślenie zasługuje fakt, że w dolinie Białego Dunajca między wsiami Biały Dunajec i Szaflarami występuje 2 km długości rozdwojenie koryt stanowiące pod względem struktury analogiczną strefę na południowym obrzeżeniu Pasa Skalicowego. W odcinku tym terasa 7 m Białego Dunajca ma miąższość 9 m, a występująca poniżej terasa 4 m ma wysoki cokół skalny.

Reasumując, w odcinku bifurkacji środkowej w ciągu ostatnich 130 lat przeważały funkcje transportowe i przesuwanie boczne koryt. Stabilność zasięgu występowania bifurkacji jest trudna do wytłumaczenia w przypadku rzeki roztokowej, toteż nie można wykluczyć oddziaływania czynnika endogenicznego.

B<sub>4</sub> — zwężenie koryta w Trybszu i strefa akumulacji powyżej przełomu przez Pas Skalicowy (12—14 km). Analiza zmian koryta w profilu wodowskazowym w czasie 55 lat. Pododcinek ten nie jest jednorodny. Niewątpliwie szeroko wykształcone łóżysko związane jest z akumulacją wymuszoną przeszkodą, jaką stanowi brama szerokości 65 m pomiędzy małą skałą koło Obłazowej i Kramnicą (fot. 9). Natomiast zwężenie koryta w pobliżu mostu w Trybszu, występowanie terasy rolnej przy braku równiny aluwialnej, a także odsłanianie się w korycie



Ryc. 33. Zmiany przekroju poprzecznego koryta Białki w strefie wodowskazu pod mostem w Trybszu w okresie 1925—1979  
 Cross-profile channel changes at the gauge station at Trybsz during 1925—1979



Ryc. 34. Zmiany koryt Białki w strefie mostu w Trybszu koryta z lat:

1 — 1846, 2 — 1931, 3 — 1963, 4 — 1977, 5 — ślady koryt ze zdjęcia lotniczego z 1963 r.

Channel changes in the vicinity of the bridge at Trybsz

1 — channels of 1846, 2 — channels of 1931, 3 — channels of 1963, 4 — channels of 1977, 5 — traces of channels of 1963 (aerial photo)

ławic skalnych sugeruje, że w tej wąskiej strefie (długości 800 m) zaznacza się tendencja do pogłębiania koryta.

Jedną z metod stwierdzania pogłębiania koryt jest analiza powtarzanych profilów poprzecznych i analiza minimów rocznych wodowskazu w dłuższych ciągach czasowych. Wodowskaz w Trybszu założony został w 1924 r., a pierwszy profil pochodzi z 12 VI 1925 r. W tym czasie zero wodowskazu znajdowało się w wysokości 642, 986 m n.p.m. chociaż najniższy odcinek profilu znajdował się na głębokości - 0,7 m. W 1955 r. obniżono zero wodowskazu o 1 m, a jesienią 1979 r. o dalsze 2 m (0 = 639,986 m n.p.m.). Sam fakt konieczności obniżania zera wodowskazu sugeruje pogłębienie koryta. Na rycinie 33 nałożono profile poprzeczne koryta, pochodzące kolejno z lat 1925, 1957, 1958 (dwa), 1963, 1977 i 1979. W stosunku do najniżej położonego punktu profilu z 1924 r., najgłębsze miejsce w 1979 r. znajdowało się o 1,38 m niżej. Ze względu na deniwelacje w korycie do 2 m, ocena pogłębienia wymagała wnikliwego przeanalizowania zarówno danych z niwelacji, jak i zmian koryt w planie (ryc. 34). Charakterystyczne jest wykształcenie w większości profilów dwóch koryt rozdzielonych dużą łachą środkową. Ogólna szerokość łóżyska wynosi tu 70 m. Najgłębsze odcinki profilu to kotły erozyjne wycięte w sąsiedztwie filarów mostu, a więc przy współudziale ruchów wirowych.

Na podstawie analizy profilów można ocenić zmiany koryt spowodowane erozją i akumulacją w różnych częściach przekroju w kolejnych okresach: 1924—1957, 1957—VII 1958, VII 1958—X 1958, X 1958—1963, 1963—1977, 1977—1979. Niestety nie został pomierzony profil po powodzi 1980 r. i IMGW skończył obserwacje wodowskazu w Trybszu z uwagi na trudności z opracowaniem danych przy częstych zmianach ukształtowania koryta. Zebrany materiał zestawiono dla 2 m odcinków na długości 70 m. Wyróżnione okresy odznaczają się ujemnym bilansem poza katastrofalną powodzią z lipca 1958, w czasie której doszło do podniesienia koryta średnio o 0,45 m, a maksymalnie o 1,1 m. Bilans zmian w okresie 1925—1980 jest ujemny, a policzona średnia wartość obniżenia koryta wynosi  $-1,8$  m. Stwierdzono maksymalne obniżenie w odcinku 2 m o 3,35 m, a w 11 odcinkach obniżenie większe od 2 m. Najmniejsze pogłębienie  $-0,57$  wystąpiło w korycie towarzyszącym łacie wodowskazowej przy prawym przyczółku mostu (ryc. 33).

Przyjmując średnią warstwy wyerodowanej  $-1,8$  m w czasie 55 lat otrzymujemy wskaźnik 3,3 cm na rok. Ciekawy jest fakt, że w okresie 1925—1957 średnia ta liczyła 0,34 m, czyli około 1 cm na rok, a w 15-leciu 1963—1977 — 1,41 m, czyli 9,4 cm/rok.

Istotne jest pytanie, w jakim stopniu ujemny bilans rumowiska — stwierdzany po powodzi lipcowej 1980 r. — świadczy o rzeczywistym pogłębieniu koryta, a w jakim o jego poszerzeniu? W stosunku do 1925 r. koryto zostało poszerzone o 26 m, gdyż w czasie powodzi lipcowej 1958 r. powstała nowa rynna z lewej strony dużej łachy (ryc. 33).

Zarówno wartość  $-1,38$  (absolutne pogłębienie), jak i wartość średniego obniżenia  $-1,8$  m świadczą o pogłębianiu w czasie ostatnich 55 lat. Deniwelacje w przekroju wiążą się z dynamiką procesów korytowych. Duża akumulacja świadczy o wędrówce materiału korytowego w postaci składanych łach w czasie największych powodzi. Natomiast małe wezbrania roczne w zwężeniu mostowym przyczyniają się do stopniowego pogłębiania głównej rynny, co szczególnie dobrze odzwierciedla przebieg minimów rocznych od 1950 r. (ryc. 17). W okresie 1978—1979 uzyskiwano odczyty ujemne, co spowodowało przeniesienie łąty na środkowy filar i obniżenie jej o 2 m jesienią 1979 r. Ostatnia powódź w 1980 r. doprowadziła do podniesienia koryta i zasypania kotłów koło filarów mostu. Po tej powodzi ponownie odczytywano stany wody na dawnej łacie.

Kolejne nasuwające się pytanie brzmi: czy stwierdzone pogłębienie jest charakterystyczne tylko dla rozpatrywanego profilu pod mostem, czy reprezentuje jakiś odcinek koryta? W tym celu przeanalizowano zmiany koryt ze wszystkich dostępnych materiałów, poczynając od planu katastralnego z 1846 r. (ryc. 34). Odcinek 400 m powyżej mostu należy do stabilnych w ostatnich 130 latach, co uwarunkowane jest

podcięciem skalnym terasy risskiej. Poniżej mostu występuje strefa odznaczająca się w przeszłości migracjami lateralnymi do 300 m. Morfologiczne dowody pogłębiania koryta są następujące: ślady koryta z 1846 r. znajdują się 2—3 m ponad współczesnym korytem w obrębie terasy 3—3,5 m, która w przeszłości pełniła funkcje równiny aluwialnej roztokowej. O pogłębianiu świadczy też stare zapasowe koryto przelewowe, czynne w 1934 r. i 1958 r., obecnie porośnięte lasem. Również łachy brzeżne widoczne na zdjęciu lotniczym z 1963 r. znajdują się obecnie na wysokości prawie 3 m i towarzyszy im niższy stopień (fot. 2).

Dlatego uważam, że stwierdzone za okres 55 lat obniżenie koryta w profilu wodowskazu odzwierciedla procesy korytowe na odcinku 800 m (400 m powyżej i 400 m poniżej mostu), a sama konstrukcja mostu modyfikuje przebieg tych procesów. W rozważanym odcinku spadek jest mały 9—11‰, co można tłumaczyć udziałem fliszu w korycie, gdyż grube osady Białki sprzyjają większym spadkom. W okresie bezpowodziowym 1976—1979 wzrósł udział powierzchni skalnych w korycie, a łacha powyżej mostu wskutek pogłębiania koryt uzyskała cokół skalny.

Podsumowując poprzednie rozważania trzeba stwierdzić, że zmiany w profilu wodowskazowym związane są z wędrówką materiału korytowego powodującą okresami agradację (wielkie powodzie), a okresami pogłębianie (mniejsze powodzie, wezbrania roczne). Jednak w dłuższym czasie stwierdzono pogłębianie koryta, czego dowodem jest utrwalenie się na wysokości około 3 m równiny aluwialnej modelowanej przed 100 laty. W jakim stopniu proces pogłębiania się koryta w odcinku 800 m jest procesem związanym z procesami korytowymi właściwymi korytom skalnym, które — stwarzając mniejsze tarcie — sprzyjają usuwaniu materiału wędrującego korytem i tym samym sprzyjają pogłębianiu się takiego odcinka? Rozcinanie grubych pokryw aluwialnych jest procesem wolniejszym i sprzyja migracjom lateralnym, gdyż boczne rozmywanie grubych aluwiiów jest łatwiejsze. Nie można jednak wykluczyć występowania procesu pogłębiania jako procesu uwarunkowanego współczesnymi procesami endogenicznymi, podnoszącymi. Jednoznaczne rozwiązanie przyczyn stwierdzonego pogłębiania koryta, wyjątkowego w tej części doliny Białki, nie jest możliwe.

#### Charakterystyka koryta w odcinku C (14—19 km)

Przedstawione zostanie wykształcenie koryt Białki w Kotlinie Nowotarskiej z wyjątkiem odcinka bifurkacji ujściowej. Ze względu na stosunek koryta do otaczającej go równiny aluwialnej i najniższych teras można wyróżnić dwa pododcinki:

C<sub>1</sub> — dwukilometrowy odcinek równiny aluwialnej w kształcie stoż-

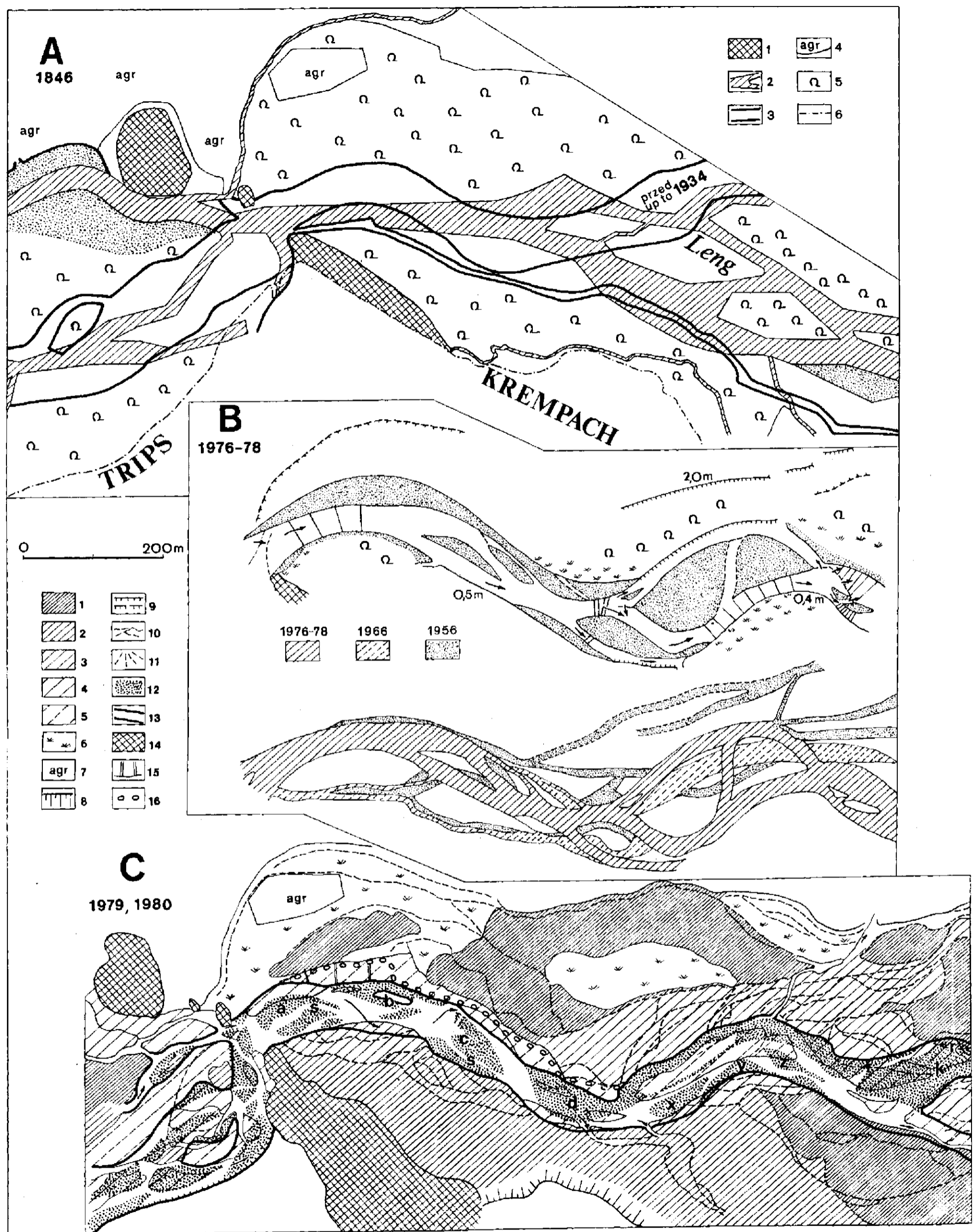
ka z pseudomeandrowym wykształceniem koryt,

C<sub>2</sub> — trzykilometrowy odcinek z dobrze wykształconym systemem roztokowym, w którym można wyróżnić dwa, a czasem trzy niezależne koryta.

Wykształcenie koryta Białki w strefie poniżej przełomu odznacza się znaczną szerokością łóżyska 157,4 m ( $\sigma = 51,88$ ) i znacznym zasięgiem migracji koryt 377,4 m ( $\sigma = 113,85$ ). Niewątpliwie przewężenie przełomu ma wpływ na kształtowanie przebiegu koryt Białki. Według opinii miejscowej ludności na kierunek koryta Białki poniżej przełomu ma wpływ strona, z której dopływa główne koryto powyżej przełomu. O ile główne koryto w czasie powodzi podcina Kramnicę, a więc przeważa wschodnie ramię, to poniżej przełomu główne koryto przybiera początkowo kierunek na zachód. Gdy powyżej przełomu dochodzi koryto z lewej strony, to poniżej modelowany jest brzeg prawy (wschodni). W przeszłości Białka czasem wykazywała dywergentny, wachlarzowy układ koryt na stożku, które dopiero koło Nowej Białej koncentrowały się w wyraźne łóżysko — taki stan przedstawiają zdjęcia lotnicze po powodzi 1958 r. Częściej Białka poniżej przełomu miała przebieg zakolowy, tworząc układ koryt pseudomeandrowych w rozległym łóżysku (ryc. 35A; fot. 9 A, B). Maksymalny zasięg migracji koryt na stożku wynosi 450 m. W czasie ostatniej powodzi łóżysko miało dość stałą szerokość 75 m, wyraźnie zakolowy przebieg, chociaż rozkład łach w korycie nie przypominał zespołu form charakterystycznych dla przebiegu meandrowego. Zwraca uwagę regularna alternacja łach i oddzielających je plos. Rytm form akumulacyjnych powtarza się w odstępach 125—150 m (a, b, c, d — ryc. 35C), co potwierdza stwierdzoną wcześniej prawidłowość, że alternacja form korytowych stanowi dwukrotną szerokość łóżyska powodziowego ( $75 \times 2 = 150$  m) (Baumgart—Kotarba 1983).

W omawianym odcinku występują dwa przykłady odcięcia starego lub nawet świeżo utworzonego koryta kosztem erozji bocznej równiny aluwialnej. Rytm łach w węższym korycie (x, y, z) odpowiada parametrom tego koryta (w = 37,5 m, alternacja łach co 75 m).

Pododcinek C<sub>1</sub> odznacza się rozległością równiny aluwialnej z licznymi suchymi korytami i śladami wąskich rynien. Utworzenie wąskich rynien marginalnych (r) można obserwować w obrębie poszerzonego i odciętego koryta k (ryc. 35C). Ta marginalna rynna ma parametry charakterystyczne dla najczęściej spotykanych długich, wąskich i stosunkowo głębokich obniżen stanowiących charakterystyczny element rzeźby równiny aluwialnej roztokowej. Rynny takie nazywam „szwami” między starszą częścią równiny aluwialnej a nowo utworzoną łachą korytową. Podobne formy opisał Schirmer (1981). Lekko zakolowy przebieg i małą szerokość posiadają płytsze rynny występujące w obrębie łach środkowych i bocznych (s) (ryc. 35C). W jakim stopniu są to formy erozyjne, a w jakim powstanie ich wiąże się ze złożoną budo-

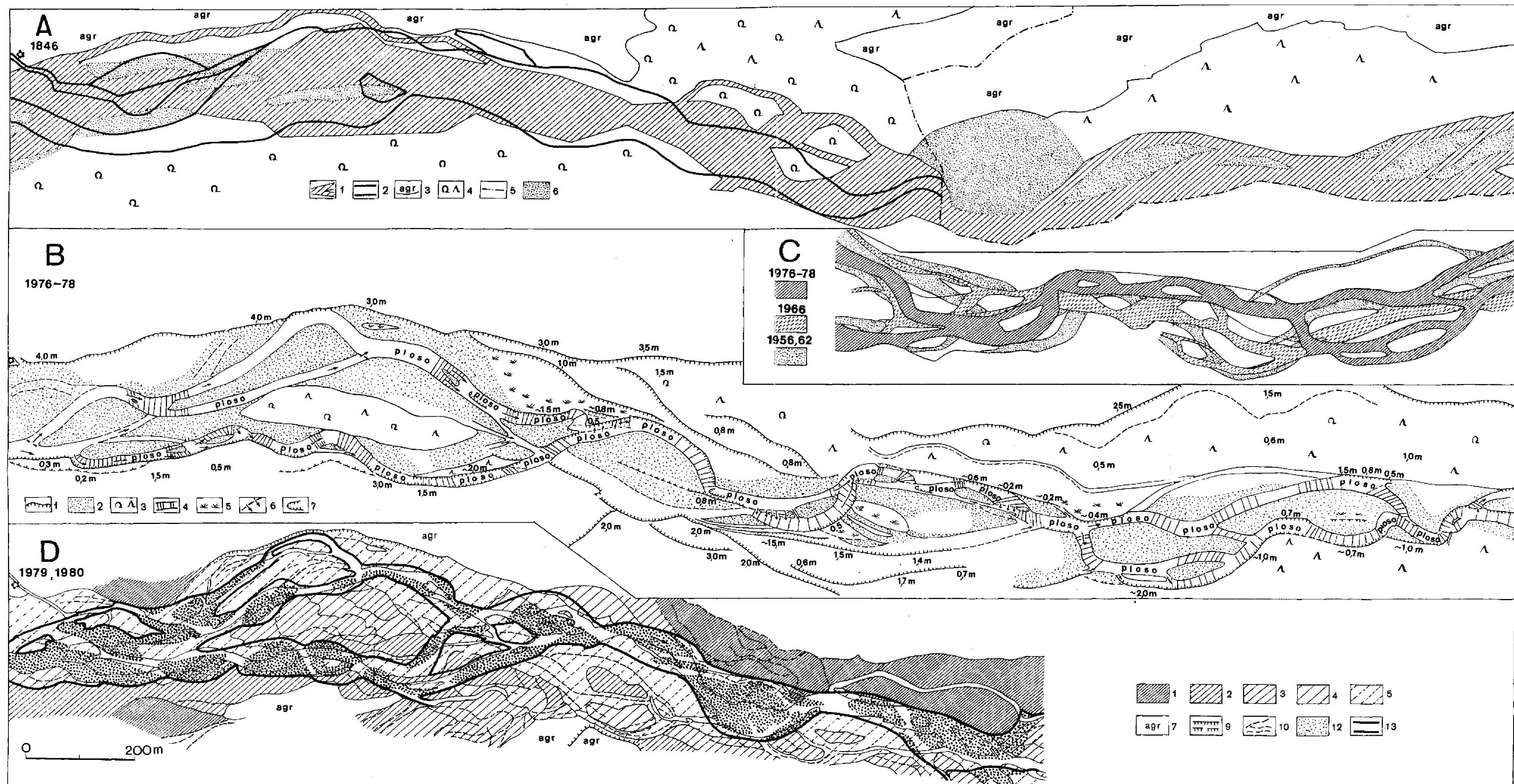


Ryc. 35. Przykład koryt Białki w strefie przełomu przez Pas Skalicowy

A. Stan koryt w 1846 r. na podstawie planu katastralnego: 1 - skałki w przełomie, 2 - koryta w 1846, 3 - koryta sprzed 1934 r., 4 - pola uprawne, 5 - lasy i zarośla, 6 - granica między Austrią i Węgrami w 1846 r.; B. Stan koryt w latach 1976 - 1978 oraz zmiany koryt w latach 1956 - 1978, stan w 1956 i 1966 r. według planu geodezyjnego; C. Zmiany koryt w czasie powodzi 1980 r. 10 - 13 objaśnienia jak na ryc. 26 B; 14 - skałki w przełomie, 15 - osłagi zabezpieczające hydrotechnicznie, 16 - maksymalny zasięg wody w 1980 r.

Example of the Bialka channel in the zone of the Klippen Belt Gorge

A. Channel according to the cadaster map of 1846: 1 - tors in the gorge, 2 - channels in 1846, 3 - channels before 1934, 4 - cultivated fields, 5 - forest and brush, 6 - frontier between Austria and Hungary in 1846; B. Channel of 1976 - 1978 and channel changes during 1956 - 1978 according to a geodetic map; C. Channel changes during the 1980 flood: 10 - 13 see the legend to Fig. 26B; 14 - tors in the gorge, 15 - gabions, 16 - maximal channel extent during the 1980 flood



Ryc. 36. Przykład koryta roztokowego Białki koło Nowej Białej w Kotlinie Nowotarskiej

A. Stan koryta w 1846 r.: 1 – koryto z 1846 r., 2 – koryto sprzed 1934 r., 3 – uprawy rolne, 4 – lasy olchowe i szpilkowe, 5 – granica gminy Dębno, 6 – łąki kamieniste; B. Stan koryta skartowany w latach 1976–1978: 1 – krawędzie, 2 – łąki, 3 – lasy olchowe i iglaste, 4 – sekwencja bystrzy i pios, 5 – wilżyny, 6 – próg rumowiskowe, 7 – kosy czołowe; C. Zmiany koryt w latach 1956–1978; D. Zmiany w korytach Białki w czasie powodzi 1980 r. (objaśnienia 1–13 jak na ryc. 26 B)

Example of a braided channel of the Bialka River near Nowa Biala in the Nowy Targ Basin

A. Channel morphology of 1846: 1 – channel of 1846, 2 – channel before 1934, 3 – cultivated field, 4 – coniferous and alder forest, 5 – boundary of the Dębno village, 6 – coarse-grained bars; B. Channel mapped during the period 1976–1978: 1 – edges, 2 – bars, 3 – alder and coniferous forest, 4 – sequence of riffle and pool, 5 – willows on the bar, 6 – debris steps, 7 – erosion kettles; C. Channel changes during 1956–1978; D. Changes of the Bialka channels during the 1980 flood. For 1–13 see the legend to Fig. 26B

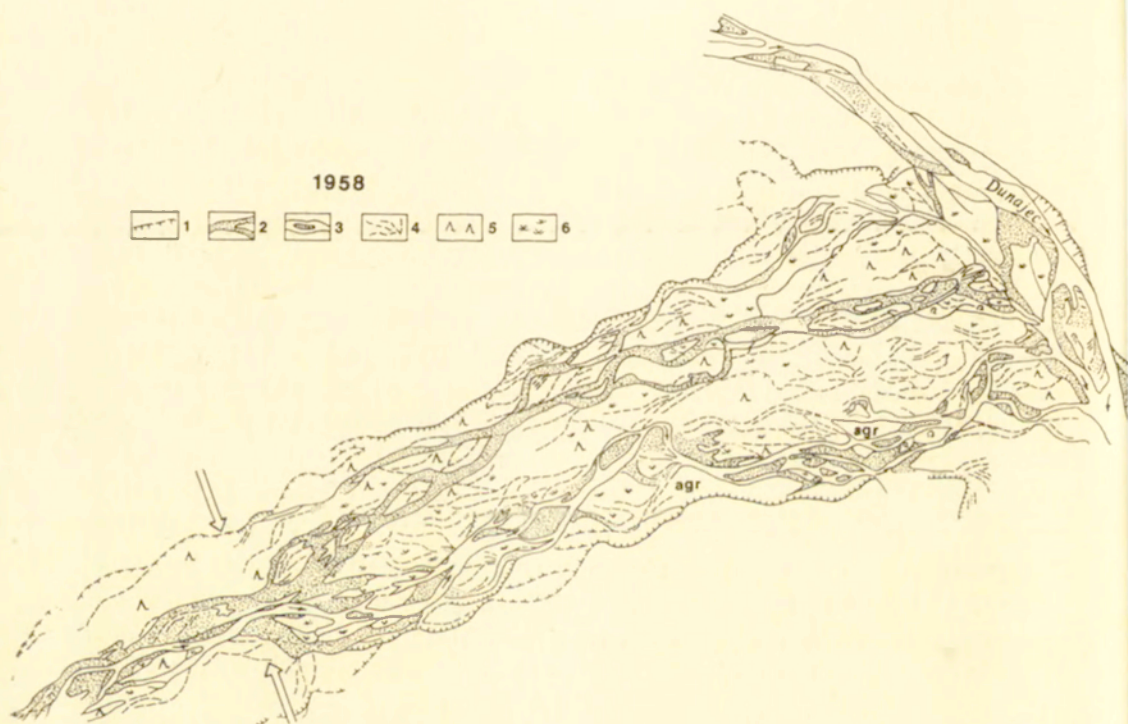
wą platformy łachy można rozpatrywać tylko w przypadku indywidualnych łach. W grubym materiale Białki przeważały szwy z przyrastaniem elementów jednostkowych łach (ang. unit bar), tworzących duże łachy złożone (Baumgart—Kotarba 1983).

Uważam, że procesy korytowe odtwarzane z rozmieszczenia form po powodzi świadczą o ogólnych prawidłowościach kształtowania koryt roztokowych w grubym materiale. Zakolowy przebieg wiąże się z kierunkami modelowania w bramie przełomu i nie ma nic wspólnego z meandrowym przebiegiem koryt, który mógłby sugerować zmniejszenie się spadku. Rozkład spadków w strefie przełomu i poniżej jest następujący: 10‰, 14‰ i 16‰. Duże spadki związane są z transportem i osadzaniem się grubego materiału korytowego. Odrzucam tezę, by zakolowy przebieg Białki na stożku wiązał się ze zmniejszeniem spadku, uwarunkowanym wpływem sił endogenicznych powodujących wginięcie.

W pododcinku C<sub>2</sub> łóżysko przybiera kierunek zbliżony do prostoliniowego, a szerokość całej strefy koryt zależy od wielkości wysp rozdzielających je (ryc. 36A). Stąd znaczne różnice szerokości łóżyska i towarzyszącej mu równiny aluwialnej. Równina aluwialna w porównaniu z pododcinkiem C<sub>1</sub> jest węższa, a miejscami łóżyska szerokości 160—280 m towarzyszy z obu stron terasa rolna wysokości około 3 m. Ta cecha spowodowała wyróżnienie opisywanego odcinka w Kotlinie na podstawie analizy wykształcenia teras. Odrębnością wykształcenia łóżyska jest niezależne występowanie dwóch do trzech koryt, w których sekwencja plos i bystrzy dopasowana jest do szerokości koryta. W dolnej części pododcinka C<sub>2</sub> występuje wyraźnie zakolowy przebieg koryt w prostolinijnym łóżysku uwarunkowany mechanizmem podcinania bocznego brzegów (ryc. 36A). Nowo utworzony zespół łach zajmuje znaczne powierzchnie i buduje duże złożone łachy (ryc. 36C). Przypuszczam, że rozwój tych łach wymusza zakolowy rozwój koryt marginalnych, że pseudomeandrowy sposób płynięcia wody wiąże się z bocznym dobudowywaniem łach i przesuwaniem koryta kosztem brzegu wklęsłego. Proces ten przypomina modelowanie koryta opisane przez Lewina (1976). Taki mechanizm rozwoju łach i koryt w łóżysku sprawił, że koryta z lat 1956—1978, mimo zmian, odznaczają się rytmem zakoli i „węzłów” co 300—400 m przy szerokości łóżyska 120—160 m (ryc. 36B). Analiza zmian koryt w czasie powodzi wskazuje na występowanie dużych powierzchni nowo utworzonych łach i znaczne poszerzenie koryt (ryc. 36C). W rzeźbie równiny aluwialnej odszukać można kształty dawnych wysp i przebieg otaczających je dawnych koryt. Występują również długie i lekko zakolowe ciągi obniżen typu „szwów”. W dolnej części pododcinka C<sub>2</sub> w okresie 1976—1978 znajduje się początek sztucznie zlikwidowanej bifurkacji ujściowej.

## Charakterystyka odcinka bifurkacji ujściowej D (19—22,5 km)

Bifurkacja ujściowa była charakterystycznym elementem rzeźby Kotliny Nowotarskiej (ryc. 37). Białka przed 130 laty w strefie ujścia do Dunajca rozdzielała się, co można tłumaczyć transportowo-depozycyjnymi funkcjami. Jednak tym co dziwi jest stałość zasięgu tej bifurkacji. Pomierzono odległość od miejsca rozgałęzienia się koryt do ujścia do Dunajca na wszelkich dostępnych materiałach kartograficznych i zdjęciach lotniczych. Stwierdzono, że odległość ta wynosi 2,65 do 2,75 km. Dokładność odczytu tej odległości zależy od rodzaju materiałów źródłowych i ich skali. Niemniej na obu planach katastralnych



Ryc. 37. Interpretacja zdjęcia lotniczego odcinka bifurkacji ujściowej Białki z 6 IX 1958 r.

1 — krawędzie, 2 — suche koryta, 3 — aktywne koryta z wyspami, 4 — ślady koryt i rynien, 5 — lasy w obrębie równiny aluwialnej, 6 — pastwiska. Strzałkami oznaczono początek bifurkacji ujściowej

Interpretation from the aerial photo of September 6, 1958 — bifurcation at the mouth of the Białka River

1 — edges, 2 — dry channels, 3 — active channels with islands, 4 — traces of troughs and channels, 5 — forest within an alluvial bar plain, 6 — meadow. The arrow indicate beginning of bifurcation

wcześniejszych dla Dębna (1846) i nieco późniejszych dla Frydmana, odległość od początku bifurkacji do ujścia jest stała i wynosi 2,65 km. Odległość ta według mapy 1:100 000 z 1931 r. wynosi 2,6 km, a według mapy 1:25 000 z lat 1952—1956 2,75 km. Natomiast według zdjęcia lotniczego z 1958 r. — 2,65 km.

Po powodziach 1958, 1959 usiłowano odciąć prawe ramię bifurkacji ujściowej, co ostatecznie zrealizowano przed 1966 r. Po powodziach 1970 i 1973 umocniono brzegi lewego ramienia, które zostało sztucznie wyprostowane i uformowane jako rozległa niecka o długości 1250 m powyżej mostu Dębno—Frydman. W latach 1975—1979 w sztucznie wyprostowanym korycie powstały inicjalne formy łąch, plos i bystrzy, a w czasie powodzi 1980 r. koryto zostało znacznie poszerzone i dopasowane do przepływu 200—250 m<sup>3</sup>/s. Koryto modelowane przez wezbrania roczne 30—40 m<sup>3</sup>/s miało rozmiary 35—40 m szerokości, a w rozszerzeniach związanych z powstaniem łąch do 75 m. Na przestrzeni 1 km łąchy środkowe powtarzały się średnio co 175 m. Nowo utworzone po lipcu 1980 r. koryto ma szerokość 70—90 m. Znajdują się w nim 2—3 niezależne koryta, które w czasie wezbrań łączą się zalewając łąchy.

Analiza form w nowo utworzonym korycie oraz porównanie roli powodzi z modelowaniem w okresie bezpowodziowym zarówno w odcinku sztucznie wyrównanym, jak i w wyżej występującym naturalnym łóżysku z dwoma korytami stał się przedmiotem osobnego artykułu (Baumgart—Kotarba 1983). W pracy tej porównano powierzchnie, które uległy zniszczeniu oraz powierzchnie nowo utworzonych łąch zarówno w omawianym odcinku, jak i w odcinku w Białce Środkowej o długości 1,875 km. Porównanie tych danych wskazuje na podobieństwo powierzchni podległych erozji i akumulacji w odcinku dolnym Białki (średnio na długości koryta 100 m  $E = 3284 \text{ m}^2$  i  $A = 3856 \text{ m}^2$ ) i prawie dwukrotnie większy obszar nowo utworzonych łąch ( $A = 2794 \text{ m}^2 / 100 \text{ m}$  koryta) w stosunku do powierzchni erodowanych ( $E = 1050 \text{ m}^2 / 100 \text{ m}$  koryta) w środkowym biegu Białki. Powyższe zestawienie świadczy, że w obszarze ujściowym — gdzie podcięcia erozyjne brzegów rzadko przekraczają 1 m, a miąższość łąch, sądząc z wysokości zaprawdowych, zsykowych czoł osiąga 1—1,5 m — rozmiary powierzchniowe erozji i akumulacji są podobne. Dwukrotnie większe powierzchnie akumulacyjne w stosunku do erodowanych w środkowym biegu Białki tłumaczą większą wysokość podcięć (1,5—2,5 m) w stosunku do miąższości łąch.

Mechanizm kształtowania się form w korycie w części ujściowej nie różni się od obserwowanego wyżej poza większymi rozmiarami erozji bocznej niższych brzegów i odpowiednio większą powierzchnią nowo utworzonych łąch. Również mechanizm zmiany koryt przez zatykanie bądź podcinanie koryt wskutek pogłębienia sąsiedniego koryta jest

taki sam jak stwierdzany w odcinku biegu środkowego. Różnice wpływają z mniejszego udziału frakcji grubej i stąd formy w dolnym biegu są łatwiej rozmywane i mogą być częściej modelowane (ryc. 20, 21). Również stosunek równiny aluwialnej w części ujściowej w stosunku do sąsiadujących teras holocenских z lewej strony i przypuszczalnie późnoglacialnej terasy z prawej nie wskazuje na odrębność rozpotwierdzenia wierceniami.

Zastanawiający jest stały zasięg bifurkacji w profilu podłużnym. Trudno wyobrazić sobie, by rzeka odznaczająca się tak znacznymi zmianami koryt, zdolna erodować bocznie i tworzyć duże kompleksy form zawsze w tym samym miejscu rozdzielała koryta. Analiza spadków z planu z 1966 r. wskazuje, że wynoszą one zaledwie 7—9‰, podczas gdy w odcinku 500 m wyżej osiągają 14—18‰.

Trudno wyobrazić sobie dlaczego w czasie kolejnych powodzi przemieszczający się materiał korytowy nie powodował wędrówki w górę lub w dół punktu bifurkacji w zależności od miejscowego bilansu mas. Stałość początku bifurkacji nasuwa przypuszczenie, że może być ona efektem oddziaływania sił endogenicznych, sprawiających, że akumulacja wymuszona jest gwałtownym zmniejszeniem się spadku nie znajdującego wytłumaczenia w jakiejś istotnej zmianie wielkości materiału korytowego. Ten stan wydaje się świadczyć, że procesy subsydencji w tej części kotliny jeszcze nie wygasły. Jeżeli tak, to w strefie tej przebiega jakiś głębszy system zrzutów wzdłuż uskoków poprzecznych w stosunku do Białki, który przyczynia się do gwałtownego zmniejszenia się spadku i tym samym wymusza depozycję. Ta hipoteza wymaga potwierdzenia wierceniami.

#### RÓWNINA ALUWIALNA RZEKI ROZTOKOWEJ A MECHANIZM ZMIAN KORYT

Kształtowanie równiny towarzyszącej korytom roztokowym różni się od lepiej rozpoznanego tworzenia równiny powodziowej. Równiny zalewowe tworzone są wskutek bocznych przyrostów (lateral accretion) i wskutek nadbudowywania (vertical accretion) (Allen 1965). Poziome dobudowywanie jest powszechniejsze niż pionowe, co zależy od czynnika wewnętrznego w stosunku do systemu fluwialnego, tzn. wielkości i ilości osadu transportowanego w zawieszynie i czynnika zewnętrznego, tj. zmian bazy erozyjnej i zmian pionowych uwarunkowanych subsydencją lub podnoszeniem. Rzeźba równiny zalewowej jest uwarunkowana procesami tworzącymi ją. W przypadku rzek meandrowych za Van Goosenem (1973) można wyróżnić trzy typy równin w zależności od udziału bocznego lub pionowego:

a) „meander plain” z łachami meandrowymi (point bar) z opuszczo-

nymi korytami (oxbow lake), tworzona wskutek przyrótów bocznych;

b) „meander flood plain” z wałami powodziowymi (levees) i obniżeniami często podmokłymi (floodbasin/backswamps) związanymi z okresowym zalewaniem równiny. Utwory facji powodziowej okrywają utwory łąch meandrowych;

c) „alluvial overflow plain” z levees, splays i slackwater, świadczącymi o braku równowagi w rzece, o częstym przekraczaniu stanów korytowych i występowaniu awulsji, co powoduje większe zmiany w obrębie równiny poprzez nadbudowywanie niż przez erozję lateralną.

Van Goosen oparł swoją klasyfikację na glebowych badaniach w obrębie równin aluwialnych i na szczegółowych analizach zdjęć lotniczych. Autor ten wyróżnił osobny typ równiny związanej z rzeką roztokową, nazywając ją „braided river plain”. Podkreśla w jej obrębie występowanie soczewkowatych jednostek sedymentacji piaszczystych i żwirowych stanowiących wyspy w dawnych korytach. Stwierdza ich wydłużenie zgodne z kierunkiem płynięcia między podcięciami ograniczającymi zasięg równiny. W rzeźbie równiny rzeki roztokowej odznaczają się na przemian nabrzmienia (swells) i obniżenia (swales). Charakterystyczne jest płytkie występowanie żwirów i bloków w miejscach występowania dawnych łąch.

Gregory i Walling (1976) za Meltonem wyróżniają równinę związaną z rzekami roztokowymi, nazywając ją „bar plain”. W literaturze radzieckiej Czałow (1979) wyodrębnia równinę związaną z rzekami roztokowymi, nazywając ją „ложбинно-островной”. Znamienskaja (1976) wyróżniła oprócz łąchowego typu procesu korytowego (осерковий), пойменной пногорукавмот”.

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzam, że równina towarzysząca rzece roztokowej, odznaczającej się bardzo grubym rumowiskiem, ma rzeźbę przyłączonych w różnym czasie różnych fragmentów łożysk powodziowych. Deniwelacje w obrębie równiny są rzędu 2 m, takie same jak w łożysku. Do charakterystycznych elementów rzeźby równiny rzeki roztokowej należą: dawne wyspy, części łąch złożonych z charakterystycznymi „szwami”, odcięte koryta o parametrach przypominających współczesne z właściwymi im śladami rynien i łąch oraz wąskie i głębokie rynny o przebiegu lekko zakolowym (ryc. 37; fot. 10, 11). Występowanie tych ostatnich jest charakterystyczne dla równiny roztokowej Białki. Stanowią one rodzaj nie wypełnionych „szwów” między podciętym brzegiem łożyska lub wyspy z włożonymi łąchami korytowymi. Powstanie tych rynien związane jest z cyrkulacją wody w aktywnie modelowanym korycie. W czasie powodzi, gdy rumowisko znajduje się w ruchu, występują takie prędkości, które uniemożliwiają depozycję między wsypywanym czołem łąchy a podcinanym brzegiem łożyska (fot. 7; ryc. 30). Sądząc z rozmiarów rynien marginalnych, komórki wirowe między podcinanym brze-

giem a transportowanym rumowiskiem mają średnicę 2—3 m, w przypadku mniejszych koryt opływających wyspy około 1 m. Podczas powodzi prędkości w korycie wynoszą na pewno 3—5 m/s, toteż na granicy łóżysk i wysp w strefie zawirowań granicznych muszą istnieć silnie wiry postępowe, a utworzone rynny tylko lokalnie w sąsiedztwie głównego koryta są zasypywane stosunkowo dobrze wysortowanym drobnym żwirem lub drobnym piaskiem w strefie wstecznych zawirowań.

Zachowanie zarówno tych rynien, jak i odciętych fragmentów koryt świadczy o braku pionowego nadbudowywania równin. Tylko lokalnie w czasie powodzi równiny aluwialne rzek roztokowych są zatapiane, co stwierdziłam podczas ostatniej powodzi. Ze względu na aggradację w korycie rzędu 1 m miejscami równina znajduje się zaledwie 20—50 cm powyżej zwierciadła wody i wtedy wody powodziowe płynąc po jej powierzchni składają lokalnie nawet otoczaki o średnicy 20—30 cm, najczęściej jednak cienie piaszczyste lub płaskie pokrywy grubych piasków o miąższości do 30 cm. Miejscami dochodzi do rozmywania powierzchni równiny (Baumgart—Kotarba 1983). Wody powodziowe płynąc po równinie aluwialnej natrafiają ślady dawnych rynien lub koryt i w strefie zwiększonego spadku mogą erodować wstecznie i bocznie, doprowadzając do odmładzania tych form.

W obrębie równiny roztkowej Białki wyróżniłam strefy, w których przeważają odcięte zakola o parametrach odpowiadających całym korytom. Takie przykłady występują na najniższej terasie częściowo zalewanej w odcinku Łysa Polana — połączenie z Jaworowym oraz na równinie aluwialnej roztkowej poniżej połączenia z Jaworowym w odcinku 0—5 km (ryc. 10, 26). Zachowanie łuków i zakoli sprzed 130 lat przyjąłm za dowód stałego utrwalenia się tych zakoli i dlatego uważam, że równina aluwialna rozcięta do głębokości 1,5—3 m stała się terasą. Takie zawieszone koryta występują nawet na terasie późnoglacialnej w odcinku poniżej Łysej Polany oraz w obrębie stopni teras holocenских w Jurgowie. Na terasie rolnej, na prawym brzegu poniżej Krempachów również zachowane są fragmenty koryt. Pola uprawne zajmują dawne łąchy, a otaczające je rynny i koryta są jeszcze porośnięte lasem lub wykorzystywane jako pastwiska. Jest to również fragment równiny aluwialnej, która stała się terasą (tzw. powierzchnia „0”, ryc. 12; fot. 10, 11). Na lewym brzegu poniżej Nowej Białej w obrębie terasy oznaczonej „1” można prześledzić zachowaną rzeźbę koryt i wysp.

W pozostałych częściach dna doliny Białki przetrwanie całych fragmentów koryt na równinie aluwialnej jest rzadkie. Przeważają wąskie rynny będące dowodem bocznego przyłączania części łóżyska z czasów różnych powodzi. Natomiast występowanie całych koryt świadczy o od-

cinaniu dawnego łóżyska wskutek trwałego pogłębienia się współczesnego koryta (odcinek 0—5 km, terasa „0”, terasa „1”). Drugi przypadek zachowania całych koryt na równinie odnosi się do stref bifurkacji środkowej lub ujściowej (fot. 2; ryc. 32, 37). W tych przypadkach mamy do czynienia z alternatywnym modelowaniem dwóch niezależnych ramion. Odcięcie takie nie jest trwałe i należy oczekiwać, że kolejna powódź spowoduje uaktywnienie drugiego koryta obecnie nieczynnego. Stwierdzenie to dotyczy bifurkacji środkowej i ujściowej. Czy jest to wyrazem lokalnej współczesnej subsydencji, trudno przesądzać bez wierzeń.

#### ZRÓZNICOWANIE WSPÓŁCZESNEGO MODELOWANIA KORYT BIAŁKI I JEGO ODBICIE W WYKSZTAŁCENIU RÓWNINY ALUWIALNEJ

Mechanizm modelowania koryt Białki można zgrupować w trzy typy:

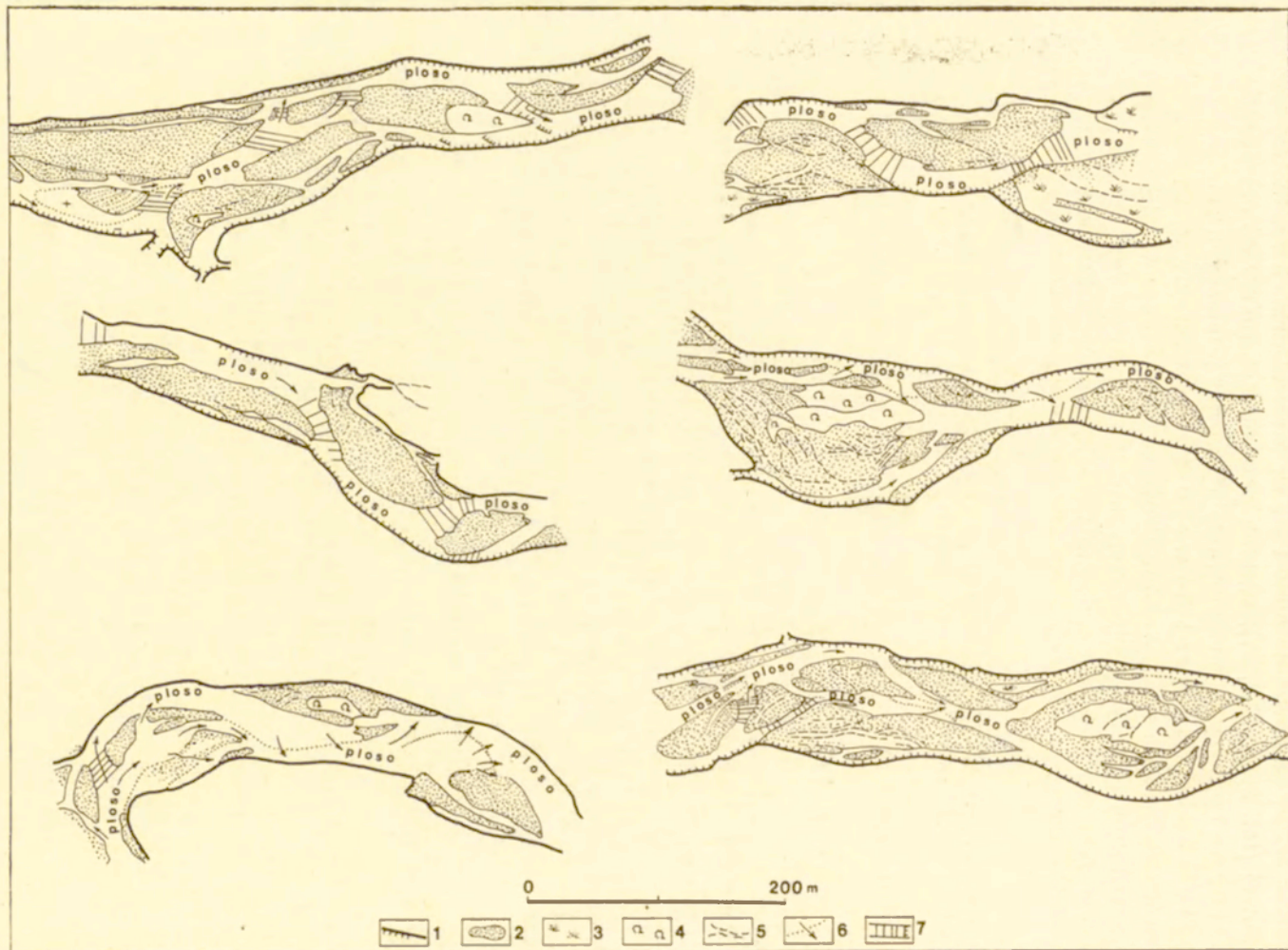
a) migracje lateralne — wskutek rozwoju łąchy bocznej lub środkowej koryto spychane jest w przeciwną stronę i powoduje podcinanie i cofanie brzegów (fot. 7);

b) akumulacja łąchy powoduje zabarykadowanie koryta i zmusza wody do wykorzystania innego istniejącego obniżenia w obrębie łóżyska lub równiny aluwialnej, a nawet wycięcia nowego koryta. Najczęściej wykorzystywana jest stara rynna, którą rzeka przekształca, dopasowuje do swojego przepływu (fot. 10, 11, 12);

c) pogłębienie koryta o 1 do 1,5 m powoduje zawieszenie sąsiedniego koryta, pozbawia je wody i tym samym koryto to pozostaje opuszczone (fot. 13).

Przedstawiony mechanizm zmian koryt roztokowych wskutek lokalnej aggradacji, zatykającej koryto, lub lokalnego pogłębienia jest zgodny z wnioskami Fahnestocka (1963). Natomiast poziome przesunięcie koryta o 25—30 m, wymuszone akumulacją, świadczy, że erozja brzegów napotyka mniejsze opory niż rozmywanie łąch odznaczających się doskonałą imbrykacją. Przesuwanie koryt, wymuszone akumulacją łąch, potwierdza wnioski Krigströma (1962), Lewina (1976), Teisseyra (1977) o rozwoju podcięć brzeżnych wskutek rozrastania się łąch środkowych.

Analiza zdjęć lotniczych wskazuje, że zarówno w obrębie równiny aluwialnej rzeki roztokowej jak i w samym korycie powodziowym występuje ten sam zespół form (fot. 10, 11). Wąskie i stosunkowo głębokie rynny—szywy świadczą o przyrastaniu do łąch pierwotnych łąch bocznych, przypominających mechanizm przyrostu na łąkach meandrowych (swell and swale) lub łąch tworzących ogony zaprądowe (ryc. 38 — przykłady różnych łąch). W przypadku Białki nie zaobserwowano wyraźnej różnicy w wielkości frakcji budującej łąchy pierwotne i do-



Ryc. 38. Przykłady łach w korycie Białki

1 — brzegi łóżyska, 2 — łachy, 3 — łachy porośnięte trawą, 4 — łachy porośnięte zaroślami olchowymi lub wiklinowymi, 5 — ślady koryt i rynien, 6 — progi rumowiskowe, 7 — bystrza

Examples of bars in the Białka channel

budowywane ogony zaprawowe, co świadczy o braku selektywnego transportu drobniejszej frakcji w fazie opadania. Szczególnie dobrze widoczne są na równinie aluwialnej Białki strefy konwergencji koryt w dawnym łóżysku, gdyż koryta osiagają tam znaczne głębokości. Takie świeże strefy rysują się dobrze w opuszczonym, prawym ramieniu bifurkacji ujściowej (ryc. 37). Strefy dywergencji w łóżysku wiązały się ze wzmożoną akumulacją i one na równinie aluwialnej zachowują się jako rozległe soczewkowate nabrzmienia dużych łąch (fot. 10, 11).

Z przedstawionych przykładów wynika, że mechanizm zmian w korycie roztokowym jest taki sam w górnej, środkowej i dolnej części aluwialnego koryta Białki. Różnice dotyczą przede wszystkim wielkości form i ich alternacji, a te z kolei uwarunkowane są szerokością koryt w łóżysku, lub gdy całe łóżysko jest modelowane szerokością łóżyska. Stwierdzono prawidłowość, że odległość sekwencji łąch i plos pozostaje w ścisłej zależności od szerokości koryt aktywnych w czasie powodzi. Odległość kolejnych łąch lub plos w korycie roztokowym jest uwarunkowana szerokością koryta dopasowanego do przepływu kształtującego rozmieszczenie tych form.

Stwierdzono, że:

gdy szerokość koryta powodziowego wynosi:	to odległość między kolejnymi łachami lub plosami wynosi:
75—90 m	175 m
75 m	125—150 m
50—75 m	100—150 m
50—60 m	125 m
40—50 m	100 m
37,5 m	75 m

Szerokość koryta związana jest z wielkością materiału aluwialnego, stwarzającego określony opór, i ilością wody przepływającej, która przy określonym spadku decyduje o sile trakcyjnej. Generalnie szerokość koryt rośnie z biegiem rzeki i dlatego też rozmiary łąch rosną w dół rzeki. Jest to ogólna prawidłowość, bo w miarę, gdy łóżysko staje się szersze, dochodzi w nim do rozwoju 2—3 koryt, z których każde ma odrębną sekwencję form dopasowanych do jego geometrii. Wysokość podcięć bocznych jest w dużej mierze czynnikiem determinującym efekty erozji bocznej i decyduje o zasięgu migracji. Dlatego w odcinku 0—5 km występuje koryto pojedyncze, a miejsca rozdwojeń w łóżysku są rzadkie ze względu na wysokie podcięcie skalne z jednej strony i stosunkowo wysokie podcięcia erozyjne pokryw aluwialnych (do 3 m) z drugiej. Szerokość koryta i sekwencje form korytowych są tu

mniejsze niż w pozostałych aluwialnych odcinkach (5—22 km).

Relacja szerokości koryta i alternacji form korytowych progów, plos oraz bystrzy, z łachami w skalnym korycie wyścielonym aluwiami powyżej połączenia z Jaworowym, jest zupełnie inna. Przy szerokości koryta 20—30 m powtarzalność form korytowych zależy od wymuszonej krętości wciętego koryta i wynosi 175—250 m w odcinkach zbliżonych do prostolinijnego i 50—125 m w odcinku bardzo krętym.

Chcąc porównać otrzymane wskaźniki powtarzających się sekwencji form korytowych w stosunku do szerokości koryt, w których zostały utworzone z klasycznymi wskaźnikami opracowanymi przez Leopolda i Wolmana (1957), można stwierdzić, że Białka w o wiele większym stopniu jest rzeką roztokową niż opisywana przez wspomnianych autorów Horse Creek. Leopold i Wolman przyjęli, że zarówno rzeka roztokowa, meandrowa i prostolinijna z rozwiniętymi łachami bocznymi są rezultatem quasi-równowagi między przepływem, obciążeniem i zdolnością transportową materiału. Dlatego stwierdzili, że bystrza (riffle) w rzece roztokowej stanowią odpowiednik infleksji w przypadku meandrowania. Stwierdzili też, że długość meandru  $L$  jest podwójną odległością między kolejnymi bystrzami. Leopold i Wolman stwierdzili, że  $L$  odpowiada w 7—12-krotnej szerokości przepływu pełnokorytowego  $w$ , czyli że bystrza powtarzają się w odległości 3,5—6-krotnej szerokości koryta. W przypadku rzeki roztokowej Białki z grubym materiałem spadek średni wynosi 13‰ (dla porównania Horse Creek w odcinku braided ma spadek 7‰). W przypadku Białki stwierdzam, że odległość między kolejnymi bystrzami lub łachami w dłuższych odcinkach o podobnej szerokości koryta odpowiada dwukrotnej szerokości koryta powodziowego.

Uważam, że różnicowanie współczesnego modelowania koryt Białki jest przede wszystkim funkcją przepływu kształtującego koryta w łózysku. Zarówno materiał korytowy, jak i spadki w 500 m odcinkach wykazują większe różnicowanie niż zmniejszanie się średnich wartości frakcji i średnich spadków w dłuższych odcinkach z biegiem rzeki (ryc. 20, 25; tab. 2). Dlatego poza przepływem tylko wysokość podcięć determinująca rozmiary erozji bocznej może mieć wpływ na szerokość łóżyska i pośrednio na rozmiary łach i koryt, które następnie mogą być utrwalane w obrębie równiny roztokowej.

Przyjmuję, że raczej wyjątkowo szeroki zasięg równiny aluwialnej i jej stosunek do otaczających teras są wskaźnikami tendencji do pogłębiania, stabilności lateralnej lub poszerzania koryt. Mechanizm rozwoju form korytowych jest rezultatem wewnętrznych czynników systemu fluwialnego, a wpływ czynników zewnętrznych na system, w sensie wpływów tektonicznych, ujawnia się w dłuższych jednostkach czasowych, których rezultat stanowi równina aluwialna i najniższe terasy.

## WSPÓLCZESNE TENDENCJE ROZWOJU DNA DOLINY

Na podstawie kryterium występowania równiny roztokowej, jej zasięgów oraz zespołu form w jej obrębie można wyróżnić następujące odcinki dna doliny Białki, których odrębność uwarunkowana została zróżnicowaniem pionowych tendencji rozwoju koryt:

I. Odcinek ekstraglacialny do połączenia z Jaworowym z wąsko wykształconą najniższą terasą 1,5—2 m, która lokalnie jest nadbudowana piaskiem, a w jej obrębie wzdłuż podcięć wyższych teras występują zawieszone koryta, wskazuje na współczesne tendencje do pogłębiania skalno-osadowego koryta ze stabilnymi od 20 lat wyspami.

II. Odcinek aluwialny z udziałem pojedynczych form skalnych w korycie (0—5 km). W odcinku tym równina aluwialna odznacza się występowaniem zawieszonych koryt tworzących zakola. Równina z tymi zakolami w czasie ostatnich 130 lat stała się terasą. Współczesne koryto podlega pogłębianiu i tylko w niewielkim stopniu zwiększa swój zasięg kosztem terasy rolnej. W części najszerzej wykształconego łóżyska w Jurgowie poniżej terasy „0” występuje równina aluwialna, a w jej zasięgu okresowo odwadniane koryta i wąskie rynny.

III. Odcinek aluwialny (5—10 km) z szeroko wykształconą równiną aluwialną. Podcięcia łóżyska mają do 2,5 m. Na równinie roztokowej występują liczne, głębokie rynny o przebiegu lekko zakolowym. Obok fragmentów szerokich, płaskich wysp, łąch występują strefy licznych wydłużonych rynien, które świadczą o dużej częstotliwości migracji. W skład równiny wchodzi długie i wąskie części łóżysk z różnych powodów. Zasięg poziomy migracji nie wykazuje większych zmian od 130 lat, co wskazywać może na stabilność układu równina aluwialna—terasy.

IV. Odcinek aluwialny (10—12 km) reprezentuje omówioną wcześniej bifurkację środkową. Aktywne na przemian koryta tej bifurkacji świadczą o braku tendencji do pogłębiania w czasie przynajmniej ostatnich 130 lat. Stosunkowo stabilny zasięg poprzeczny w stosunku do teras świadczy o stabilności układu w tej strefie. Przede wszystkim jednak zaskakująca jest trwałość zasięgu tej strefy w profilu podłużnym i może wskazywać na dodatkowe niefluwialne przyczyny determinujące.

V. Odcinek z udziałem form skalnych w korycie wciętym w terasę holocenską „1—2”. Równina aluwialna sprzed 130 lat stała się terasą, wysokości 3 m. Współcześnie 800 m odcinek koryta ulega pogłębianiu, czego dowodem jest analiza pogłębiania w profilu wodowskazowym w czasie ostatnich 55 lat. Przyczyny pogłębiania koryta mogą być natury fluwialnej, lecz nie można wykluczyć czynnika endogenicznego. Rozszerzenie ło-

żyska i równiny aluwialnej bezpośrednio powyżej przełomu związane jest ze zwiększoną akumulacją przed zwężeniem. O pogłębianiu koryta w samym przełomie świadczy porównanie z sytuacją na planie katastralnym. Między małą skałą na lewym brzegu a Obłazową występowało wąskie koryto (zwane Suchym) przebiegające w marginalnej strefie równiny aluwialnej poniżej przełomu. Obecnie ten wylot jest zawieszony prawie 2 m nad średnim poziomem wody (ryc. 35).

VI. Odcinek aluwialny w Kotlinie (14—16 km) z pseudomeandrowym systemem form korytowych i niezmiernie szeroko wykształconą równiną roztokową przechodzącą w równinę uprawianej rolniczo terasy „0”. Stożkowy kształt zasięgu równiny zalewowej w planie między przełomem a Nową Białą sugeruje ewentualne oddziaływanie czynnika endogenicznego (subsydencji), mimo że spadki w tej strefie rosną i są charakterystyczne dla koryt z grubym materiałem. W obrębie tej równiny występują liczne dywergentne rynny i koryta rozchodzące się u nasady stożka.

VII. Odcinek aluwialny w Kotlinie (16—19 km) z łóżyskiem wyraźnie wciętym w stosunku do terasy „1” na lewym brzegu. Na prawym oprócz aktualnej równiny aluwialnej występuje w rozpatrywanym odcinku płat terasy „0” z wyraźnym reliefem zakolowo przebiegających koryt i rynien. Stan ten sugeruje tendencję do pogłębiania koryt.

VIII. Odcinek bifurkacji ujściowej (19—22,5 km). Samo wykształcenie koryt i równiny roztokowej było podobne jak w innych częściach modelowanych — pod wpływem częstych migracji. W obrębie równiny aluwialnej przetrwały ciągi wąskich rynien i ślady odciętych koryt oraz zespoły łach środkowych w strefach dywergencji. Rzeźba rynien przypomina stan zarejestrowany na zdjęciu lotniczym z 1958 r., co wskazuje na wiek lewej poboczniczy równiny rzędu 25 lat. Natomiast w środkowym klinie rozdzielającym obydwie koryta występują drzewa 50-letnie. Stałość miejsca rozgałęziania się koryt sugeruje oddziaływanie czynnika niefluwialnego. Zmniejszenie się spadku do 7‰, wyraźne u nasady bifurkacji, stwierdzone pomiarami z 1966 r., i ponowny wzrost spadku do wartości charakterystycznej dla koryta Białki wymagają potwierdzenia z innych okresów. Poza tym najlepszym dowodem młodego, a może i współczesnego, wieku subsydencji w strefie wyznaczonej przez zasięg bifurkacji były wiercenia.

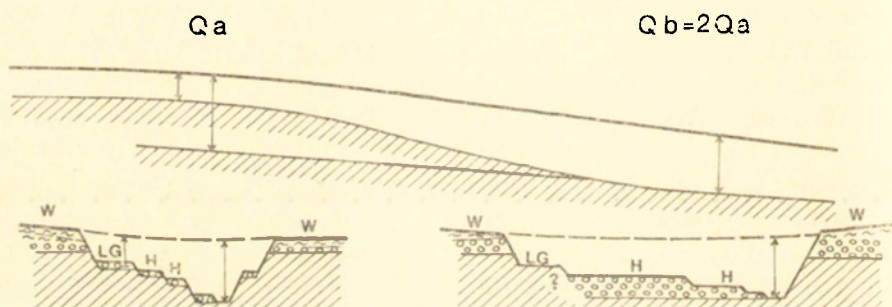
## WNIOSKI OGÓLNE

Celem pracy było rozpoznanie sposobów oddziaływania współczesnych ruchów tektonicznych na kształtowanie koryt i równin roztokowych oraz na formowanie teras holocenских. Nasuwające się wnioski mają przeto zarówno charakter regionalny, jak i ogólny. Badanie prowadzono w obszarze szwu tektonicznego między Karpatami Wewnętrznymi i Zewnętrznymi, z którym związane jest występowanie wginań obszarów Kotlin Orawskiej i Nowotarskiej.

1. W skali neotektonicznej (15 mln lat), zapoczątkowanej w tej części Karpat w górnym badenie, zaznaczyło się zróżnicowanie ruchów tektonicznych, które wyraziło się w zróżnicowanej rzeźbie obszaru. Podnoszenie Tatr, wraz z przylegającą do nich strefą nałożonej synkliny fliszu eoceńskiego i wąską strukturą Pasa Skalicowego z jednej strony oraz fliszu magurskiego Beskidu Wysokiego z drugiej, zostało wykazane za pomocą analizy schodowo ułożonych rekonstruowanych powierzchni zrównań (niecałkowitych), najprawdopodobniej związanych z okresowymi zastojami podnoszenia izostycznego. Podnoszeniu przyległych obszarów towarzyszyło równoczesne wginanie obszaru Kotlin udokumentowane od badenu. Stwierdzono powiązanie zasięgów jednostek morfostrukturalnych z głównymi liniami strukturalnymi prześledzonymi na zdjęciach satelitarnych, co potwierdza blokowy styl tektoniki dźwiganych masywów i obniżonych kotlin w Karpatach (Mazur 1965), Kvitkovič 1978, Demek 1977). Główne ciągi fotolineamentów ograniczają bloki strukturalne, które charakteryzowały się odrębnymi tendencjami tektonicznymi w przeszłości. Ciągi te wykazują związek z wulkanizmem miocenским i pliocenским w Karpatach Wewnętrznych. Analiza teras czwartorzędowych wykształconych w dolinie Białki ujawniła przetrwanie w czwartorzędzie głównych tendencji tektonicznych. Przebieg stref zmniejszania wysokości teras i ich cokołów powyżej i poniżej Pasa Skalicowego nawiązuje wyraźnie do przebiegu ciągów linii strukturalnych, ujawnionych na zdjęciu satelitarnym, a nie do równoleżnikowego przebiegu starszej struktury Pasa Skalicowego. Ilustrują to zmiany wysokości teras w dolinie Białki i Białego Dunajca, przeciętych linią strukturalną wschodniego obrzeżenia Tatr.

2. Współczesne ruchy tektoniczne (ostatnie 15 tys. lat) wyraziły się w zróżnicowanym pogłębianiu wzdłuż doliny Białki i Białego Dunajca w okresie po ostatnim zlodowaceniu. Zróżnicowanie to wyraziło się zmniejszaniem liczby i wysokości teras. Natomiast przyjmując istnienie opóźnienia w rozcinaniu doliny górnej Białki odwadniającej obszar 72 km<sup>2</sup> w stosunku do Białki poniżej połączenia z Jaworowym, prowadzącej wody z dwukrotnie większego obszaru, uważam że skalno-osadowy system teras holocenских powyżej połączenia z Jaworowym i system teras osadowych poniżej nie stanowią dowodu na zróżnicowanie ruchów tektonicznych w holocenie pomiędzy Tatrami a ich przedpołem (ryc. 39).

3. Działalność aktualnych ruchów tektonicznych w ostatnich 150 latach może przejawiać się w zróżnicowaniu tendencji rozwoju ko-



Ryc. 39. Schemat formowania teras skalno-osadowych i osadowych w zależności od ilości wody. Opóźnienie w pogłębianiu koryta w odcinku wyższym, modelowanym przez dwa razy mniejszą ilość wody w porównaniu z odcinkiem niższym

Models of cut-and-fill or alluvial terrace systems in relation to quantity of flowing water. The upper part is more slowly deepened than the lower one

ryt. Stwierdzono różnice w szerokości i wykształceniu równiny aluwialnej rzeki roztokowej oraz odcinki w profilu podłużnym z tendencją do pogłębiania lub tendencją do migracji bocznej, przy stabilnym lub mniej stabilnym zasięgu równiny roztokowej w stosunku do teras w ostatnich 130 latach. Analiza rzeźby równiny aluwialnej rzeki roztokowej ujawniła zróżnicowanie nie tylko jej szerokości, lecz i przewagę w jednych odcinkach odciętych koryt, zawieszonych zakoli, a w innych przewagę długich, stosunkowo głębokich i wąskich rynien o przebiegu lekko zakolowym. W tym zróżnicowaniu wykształcenia równiny roztokowej widzę rezultat odrębnych tendencji rozwoju koryt. Strefy z zawieszonymi zakolami, gdzie równina roztokowa w ostatnich 100 latach stała się terasą ujawniającą tendencję do pogłębiania koryt, podczas gdy szeroko rozwinięte równiny z przewagą gęsto występujących wąskich rynien wiążę z intensywnymi migracjami late-

ralnymi bez pogłębiania. Pośredni typ stanowią równiny z rzeźbą odciętych koryt, rynien i rozległych dawnych łąch—wysp o stabilnym zasięgu poprzecznym, gdzie stosunek systemu teras do równiny aluwialnej nie uległ zmianie w czasie ostatnich 100 lat.

W jakiej mierze można wiązać stwierdzone tendencje do pogłębiania lub ich brak z oddziaływaniem współczesnych procesów endogenicznych, wiążąc pogłębianie z podnoszeniem, trudno jednoznacznie przesądzić. Działalność terażniejszych ruchów wginających w większym stopniu prawdopodobieństwa może być wiązana z zasięgiem stabilnym w profilu podłużnym odcinków stożkowo-bifurkacyjnych, trudnych do wyjaśnienia działaniem czynników właściwych systemowi fluwialnemu. Lokalizacja tych odcinków w strefach, które w przeszłości należały do granicznych, oddzielających różne jednostki morfostrukturalne, wspiera postawioną tezę o tektonicznych przyczynach występowania odcinków stożkowo-bifurkacyjnych.

a) Odcinek bifurkacji środkowej odpowiada strefie ciągu linii strukturalnych wschodniego obrzeżenia bloku Tatr. W strefie tej stwierdzono gwałtowną zmianę wysokości terasy risskiej zarówno w profilu podłużnym, jak i na przeciwnych brzegach Białki, przyjmując istnienie tu krzyżujących się uskoków, przypuszczalnie starszych od ostatniego glacjału. W omawianym odcinku obniża się cokol skalny terasy würmskiej poniżej poziomu koryta i występuje tylko jedna terasa holocenska. Poniżej bifurkacji zaznacza się krótki odcinek pogłębiania koryta, który można by wiązać z uskokami ograniczającymi podnoszoną strukturę Pasa Skalicowego.

b) Odcinek stożka poniżej przełomu przez Pas Skalicowy odznacza się zmniejszeniem spadku u jego nasady. W strefie tej w późnym glacie i holocenie funkcjonowała duża bifurkacja Białki, kierującej lewe ramię do Dunajca w Łopusznej. Bifurkacja ta ograniczała trójkątny element terasy würmskiej „wynurzający się” na północ we wsi Nowa Biała. Brak wierceń w okolicy Nowej Białej i przełomu Białki nie pozwala potwierdzić subsydencji nasady dużego stożka Białki w Kotlinie.

c) Bifurkacja ujściowa stanowi trzeci element, niewątpliwie młody fluwialny, lecz uwarunkowany przypuszczalnie współczesną subsydencją. W tej strefie nie przebito utworów wyścielających Kotlinę Nowotarską, chociaż wiadomo, że osady młodsze od pliocenu mają 100 m miąższości. Na linii poprzecznej do Białki, w miejscu stałego rozgałęziania się koryt na wschodnim brzegu zanika terasa „0”, podczas gdy terasa przypuszczalnie późnoglacialna ma zaledwie 4 m wysokości.

4. Badania umożliwiły stwierdzenie prawidłowości odnośnie do kształtowania koryt i równin roztokowych oraz nasuwają pewne sugestie co do mechanizmu ruchu materiału korytowego. Ze względu na gruby materiał korytowy tylko powódzie o powtarzalności co 6—7 lat

są w stanie zasadniczo zmienić wykształcenie koryt. Roztokowy charakter Białki jest przede wszystkim związany z rozmywaniem grubych osadów glacyfluwalnych, redeponowanych z wyższych teras. W tym sensie roztokowe koryta Białki należą do wyjątkowych w Polskich Karpatach. Analogie w wykształceniu pseudomeandrowych koryt można znaleźć w Czarnym Dunajcu (Krzemień 1982) i Białym Dunajcu. W innych obszarach, dawniej zlodowaconych, występowanie koryt roztokowych w podobnej sytuacji dostawy materiału glacyfluwalnego jest znane z Gór Skalistych w Kanadzie (Church, Ryder 1972) i w Szkocji (Werritty, Ferguson 1980) oraz z przedpola Alp (Tricart 1953). Roztokowe koryta są uwarunkowane dużą efektywnością erozji bocznej równin towarzyszących łożysku. Zasilanie z obu stron przez łatwo erodowane brzegi sprzyja znacznej migracji koryt i zmianom koryt w rezultacie awulsji (przerzuty koryt). Występowanie wysokich podcięć skalnych ogranicza zasięg migracji, a występowanie podcinanych cokołów skalnych teras przyczynia się nie tylko do stabilizacji poziomej, lecz sprzyja pogłębianiu. Ze względu na mniejszą dostawę z trudniej niszczonych podcięć skalnych, większa energia pracy rzeki może być wydatkowana na pogłębianie.

Obserwacje wykształcenia nowo utworzonych koryt w czasie powodzi 1980 r. wskazują, że przypuszczalnie transport materiału korytowego gruboziarnistego podczas powodzi przypomina mechanizm 8 fazy, według Simonsa i Richardsona (1966) tworzenia się „chute and pools”, gdyż dochodzi do uruchomienia znacznej ilości materiału, którego transport ma charakter masowy. W bardzo szerokim i stosunkowo płytkim łożysku (szerokość do 100 m, głębokość do 2 m) powstają poprzeczne komórki rotacyjne, których rola morfodynamiczna szczególnie widoczna jest w postaci odcinków konwergencji i dywergencji koryt w łożysku. Strefa konwergencji odznacza się występowaniem głębokich koryt, a strefa dywergencji wzmożoną akumulacją. Jednak parametry tych odcinków są rzędu 175–200 m długości i nie mają nic wspólnego z wielkością dłuższych odcinków, których występowanie i wykształcenie sugerują interwencję czynników tektonicznych (strefy stożkowo-bifurkacyjne, odcinki stwierdzonego pogłębiania koryt w ostatnich 130 latach).

Ostatnio Ashmore (1982) uzyskał w laboratorium w Edmonton formy charakterystyczne dla koryt roztokowych, związane z wędrówką łąch, przypominające wiernie opisane w niniejszej pracy strefy konwergencji i dywergencji oraz złożoność budowy łąch.

Transport materiału korytowego w okresie bezpowodziowym, obserwowany pośrednio za pomocą malowanego rumowiska, wskazuje na indywidualny transport otoczków zdzieranych ze środkowej części zalewanej łąchy i osadzanych w części zaprądowej. Także dobudowywanie płaskich łąch tarczowych przypomina mechanizm fazy wydmowej z rozwojem zsykowego czoła i można go porównać z mechanizmem prze-

mieszczania łąch, opisanym na rzekach proglacjalnych przez Churcha i Gilberta (1975) oraz innych.

Na zakończenie pragnę podkreślić, że o ile w skali milionów i setek tysięcy lat oddziaływanie ruchów tektonicznych jest w pełni potwierdzone, chociaż tylko określenie przybliżonego tempa tych procesów jest możliwe, o tyle w skali procesów współczesnych, oprócz wpływów tektonicznych, wzrasta rola procesów hydrologicznych uwarunkowanych klimatycznie. Natomiast procesy korytowe, związane z transportem grubego materiału i powodujące powstanie znacznych deniwelacji w korytach są uwarunkowane mechanizmami fluwialnymi, na które procesy endogeniczne nie mają wpływu bezpośredniego. Tendencje rozwoju koryt (pogłębianie, lateralna migracja) ujawniają się już w okresie stuletnim, a nawet krótszym (20—50 lat). Wyrazem tego jest zasięg i rzeźba równiny roztokowej. Aby skutki oddziaływania sił endogenicznych mogły znaleźć trwały wyraz w rzeźbie, choćby tylko równiny aluwialnej, niezbędna jest analiza dłuższego okresu niż 100 lat. Jeśli jednak kierunek rozwoju koryt w ostatnich 150 latach można uznać za udowodniony, to oddziaływanie aktualnych procesów endogenicznych w ostatnich 150 latach pozostaje w sferze przypuszczeń, mimo że zróżnicowanie rzeźby równin roztokowych nie uległo prawdopodobnie zasadniczym zmianom w ostatnich 1—2 tysiącach lat. Świadczy o tym pozycja datowanych osadów zarówno w Czarnej Górze ( $820 \pm 110$  BP), jak i w Dębnie ( $1850 \pm 50$  BP). Z większym prawdopodobieństwem stwierdzenie wpływów tektonicznych odnosi się do stref przypuszczalnego wginania. Natomiast występujące w pewnych odcinkach pogłębianie koryta w ostatnich 150 latach nie musi być efektem dźwigania się obszaru, chociaż nie można tego wykluczyć.

Czerwiec 1982.

## LITERATURA

- Allen J. R. L., 1965, *A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments*, *Sedimentology* 5, 89—191.
- Ashmore P. E., 1982, *Laboratory modelling of gravel braided stream morphology*, *Earth Surface Processes and Landforms* 7, 3, 201—225.
- Badak J., 1965., *O utworach neogeńskich w Kotlinie Orawskiej*, *Spraw. z pos. nauk. IG, Kwart. Geol.* 9, 1965, 2, 451—452.
- Baumgart-Kotarba M., 1974, *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliuszowych*, *Pr. Geogr. IG PAN* 106, 133 p.
- 1978, *Zróźnicowanie ruchów tektonicznych w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej*, *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 12, 95—112.
- 1979, *Channel changes and formation of a plain adjacent to braided flood channel of the Bialka river in Podhale*, *Excursion Guide-Book, Field Meeting of IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology*, 97—100, Kraków—Wrocław.
- 1980, *Braided channel changes at chosen reaches of the Bialka river, the Podhale, Western Carpathians*, *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 14, 113—134.
- 1982, *Ruchy tektoniczne na wschodnim Podhalu w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej i lineamentów uzyskanych z obrazu satelitarnego*, *Przegl. Geogr.* 53, 1981, 4, 725—736.
- 1983, *Study of braided channel processes of the Bialka river during 6 years without floods and during a flood in 1980*, *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 16 (w druku).
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979, *Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach*, *Folia Geogr., ser. Geogr. Phys.* 12, 49—66.
- Bażyński J., *Metody interpretacji geologicznej zdjęć satelitarnych wybranych obszarów Polski*, *Inst. Geol. Instr. i Metody Badań Geolog.* 44, Wyd. Geol. 110 p.
- Beerbower J. R. 1964, *Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation*, *Kansas Geol. Surv. Bull.* 169, 31—42.
- Birkenmajer K., 1958, *Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skalkowym*, Wyd. Geol. I—IV, Warszawa.
- 1976a, *Plejstocénskie deformacje tektoniczne w Szaflarach na Podhalu*, *Rocz. PTG* 46, 3, 309—323.
- 1976b, *The Carpathians orogen and plate tectonics*, *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. A—2*, 101, 43—53.
- 1978, *Neogene to Early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians*, *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 12, 17—28.
- 1979, *Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skalkowym*, Wyd. Geol. 235 p.

- Birkenmajer K., Stuchlik L., 1975, *Early Pleistocene pollen-bearing sediments at Szaflary, West Carpathians, Poland*, Acta Palaeobot. 16, 2, 113—146.
- Blažek R., Hradilek L., 1974, *Die rezenten vertikalen Erdkrustenbewegungen auf drei Nivellementsziügen im Gebiet der Hohen- und West Tatra*, Intern. Symp. über die Erforschung rezenter Erdkrustenbewegungen auf Geodynamischen Polygonen, Smolenice, ČSSR, 30. 9—5 10 1974.
- Boothroyd J. C., Ashley G. M., 1975, *Processes, Bar Morphology and Sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern Gulf of Alaska*, Glacifluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, ed. A. V. Jopling and B. C. McDonald. Soc. of Econ. Paleontolog. and Mineralog. Spec. Publ. 23, Tulse, Oklahoma USA, October 1975, 193—222.
- Boretti-Onyszkiewicz W., 1968, *Cios we fliszu zachodniego Podhala*, Acta Geol. Pol. 18, 1.
- Chain W., 1974, *Geotektonika ogólna*, Wyd. Geol., 615 p.
- Cheetham G. H., 1979, *Flow competence in relation to stream channel form and braiding*, Geol. Soc. of Amer. Bull. I, 90, 877—886.
- Church M., Gilbert R., 1975, *Proglacial Fluvial and Lacustrine Environments*, Glacifluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, ed. A. V. Jopling and B. C. McDonald. Soc. of Econ. Paleontolog. and Mineralog. Spec. Publ. 23, Tulse, Oklahoma USA, October 1975, 22—100.
- Church M., Ryder J. A., 1972, *Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation*, Geol. Soc. of Amer. Bull. 83, 3059—3072.
- Czałow R. C., 1979, *Geograficzskie issledowanija ruslowych procesow*, Moskwa, 230 p.
- Czarnecka K., 1975, *Aktywność tektoniczna Pienińskiego Pasa Skalkowego*, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce 1, 207—215.
- Czarnecka K., *Badania charakteru współczesnych i neotektonicznych ruchów skorupy ziemskiej w rejonie Czorsztyna*, III Krajowe Sympozjum, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, Wrocław 13—14.
- Demek J., 1977, *Přiroda, lidé a hospodářství*, CSAV, Brno.
- Donker N. H., Meijerink A. M. J., 1977, *Digital processing of Landsat imagery to produce a maximum impression of terrain ruggedness*, ITC Journal 1974, 4, Special issue: Geomorphological Survey, 683—701.
- Drathowa J., 1963, *Wiercenia w rejonie Jurgowa*, Archiwum CUG, Warszawa.
- Fahnestock R. K., 1963, *Morphology and hydrology of a glacial stream*, White River, Mount Rainier, Washington, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 422—A, 70 p.
- Fairbridge R., 1968, *Terraces, fluvial environmental controls*, The Encyclopedia of Geomorphology, 1124—1138.
- 1980, *Thresholds and energy transfer in geomorphology*, Thresholds in Geomorphology, ed. Coates and Vitek, 43—49.
- Gadomski A., 1926, *Morfologia glacjalna północnych stoków Wysokich Tatr*, Cieszyn.
- Galay V. J., Kellerhals R., Bray D. I., 1973, *Diversity river types in Canada*, Fluvial Processes and Sedimentation, Proc. of Hydrol., Symp. Edmonton 8—9 May, 1973. 217—271.
- Gieysztorowa I., 1961, *Studia nad potokami tatrzańskimi*, Pr. Geogr. IG PAN, 26.
- Gołąb J., 1959, *Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala*, Biul. IGeol. 149.
- Goosen Van D., 1973, *Physiography and soils*, ITC Lecture Notes.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976, *Sedymentologia*, Wyd. Geol. 613 p.

- Gregory K. J., Walling D. E., 1976, *Drainage basin form and process*, A geomorphological approach, 457 p.
- Guterch B., Lewandowska-Marciniak, 1975, *Sejsmiczność Polski*, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce 1, 29—32.
- Halbouty M. T., 1976, *Application of Landsat Imagery to petroleum and mineral exploration*, The Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull. 60, 5, 745—793.
- Halicki B., 1930, *Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr*, Spraw. Pol. Inst. Geol. 5, 3—4, 377—534.
- Hennig J., Pietrzyk J., Solik R., Zelech M., 1968, *Dane wyjściowe systematycznej regulacji rzeki Białki Tatrzańskiej z dopływami*, Hydroprojekt-Kraków Oddział II (m-pis).
- Howard A. D., 1980, *Thresholds in river regimes*, Thresholds in Geomorphology, ed. Coates and Vitek, 227—258.
- Kaszowski L., 1975, *Morfodynamika koryta potoku Białego w Tatrach*, Folia Geogr., ser. Geogr. Phys. 9, 5—41.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1977, *Structure of mountain channel systems as exemplified by chosen Carpathian streams*, Studia Geomorph. Carp.-Balc. 11, 11—125.
- Klimaszewski M., 1946, *Podział morfologiczny południowej Polski*, Czas. Geogr. 17, 3—4.
- 1950, *Morfologia zamknięcia doliny Białej Wody w Tatrach*, Ochrona Przyrody, 19.
- 1950/51, *Rzeźba Podhala*, Czas. Geogr. 21/22, 237—250.
- 1959, *Rzeczony geomorfologiczny Tatr Polskich*, Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu 5.
- 1961, *South Poland, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras*, INQUA VIth Congress — Poland, part III.
- 1967, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym*, Czwartorząd Polski, 431—497, Warszawa.
- 1972, *Karpaty Wewnętrzne*, Geomorfologia Polski t. I. 19—52.
- 1978, *Geomorfologia*, 1098 p., Warszawa.
- Klimek K., 1972, *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur*, Islandia, Pr. Geogr. IG PAN 94, 136 p.
- Koperowa W., 1958, *Późny glacjał u północnego podnóża Tatr w świetle analizy pyłkowej*, Monogr. Botan. 7.
- 1962, *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*, Acta Paleobot. 2/3.
- Kowalski W. C., 1976, *Dynamika litosfery na obszarze Polski w okresie czwartorzędu i jej praktyczne aspekty*, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce 2. Materiały konferencyjne.
- Krigström A., 1962, *Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland*, Geogr. Annaler 44, 3—4, 328—436.
- Krzemień K., 1982, *Zmienność systemu korytowego Czarnego Dunajca*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr. 53, 1981, 123—137.
- Książkiewicz M., 1972, *Karpaty*, Budowa geologiczna Polski 4, Tektonika 3, 228 pp.
- 1977, *Hipoteza ruchów kory litosfery a powstanie Karpat*, Roczn. PTG 47, 3, 329—353.
- Květ R., 1979, *Lineamenty a jejich studium v dalkovem průzkumu*, Zpravy Geograf. ustavu ČSAV 16, 5—6, 111—118.
- Kvitkovič J., 1961, *Prispevek k poznaniu neotektonických pohybov vo Východo-slovenskej nizine a prilahlych oblastiach*, Geogr. Čas. 13, 3.
- 1978, *Naprawlenija czetwierticznych i sowremiennych dwizeni ziemnoj kory w Zapadnych Karpatach*, Studia Geomorph. Carp.-Balc. 12, 3—15.

- Kvitkovič J., Plančar J., 1975, *Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbínnej geologickej stavbe Západných Karpat*, Geogr. Časop. 27, 4, 309—323.
- Kvitkovič J., Vanko J., 1972, *Recent crustal movements in the region of Eastern Slovakia*, Geogr. Časop. 24, 2, 151—163.
- Leopold L. B., Wolman G. M., 1957, *River channel pattern: Braided, meandering and straight*, Geol. Surv. Prof. Paper 282—B, 84 p.
- Lewin J., 1976, *Initiation of bed forms and meanders in coarse-grained sediment*, Geol. Soc. Amer. Bull. 87, Febr. 1976, 281—285.
- 1980, *Available and appropriate timescales in geomorphology*, Timescales in Geomorphology, ed. Cullingford and Davidson and Lewin, 3—10.
- Lilienberg D. A., Boulanger J. D., 1973, *International collaboration of East European countries in compiling a combined map of recent movements of the Earth's crust*, Recent movements of the Earth's crust 5, Tartu, 9—15.
- Lilienberg D. A., Gobedzishvili, Koshinka G. A., 1973, *Recent tectonic movements and their correlation to recent exogenic processes in valley of Rioni river, Western Georgia*, Recent movements of the Earth's crust 5, Tartu, 510—515.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokých Tatier a ich predpolia*, Bratislava.
- Łukaszek R., Niedzielski H., 1976, *Problemy geologiczno-inżynierskie zapory betonowej i zbiornika Czorsztyn-Niedzica*, Zesz. Nauk. Polit. Krak. 2.
- Małecka D., 1973, *Analiza związków hydraulicznych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu*, Biul. Geol. UW, 15, 87—157.
- Mastella L., 1975, *Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala*, Roczn. PTG 45, 3—4, 361—401.
- 1976, *Współczesne ruchy pionowe stref uskokowych na Podhalu*, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce 2, 179—187, Warszawa.
- Mastella L., Ozimkowski W., 1979, *Budowa tektoniczna południowo-wschodniej części Podhala*, Przegl. Geol. 27, 7 (315).
- Mastella L., Mizerski W., 1977, *Uwagi o budowie geologicznej SW części Podhala*, Przegl. Geol. 10, 494—499.
- Mazur E., 1965, *Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements*, Geomorphological Problems of Carpathians, Bratislava, 9—53.
- Mieszczneriakov J. A., 1968a, *Neotectonics*, The Encyclopedia of Geomorphology, 768—773.
- 1968b, *Crustal movements — contemporary*, The Encyclopedia of Geomorphology, 223—227.
- Mičian L., 1959, *Geomorfologia a kvarter Bělovodskej doliny vo Vysokých Tatrách*, Acta Geol. et Geogr. 1, Bratislava.
- Modern and Ancient Fluvial Systems*, 1981, Sedimentology and Processes. Abstracts. Univ. of Keele, U.K., 21—25 Sept. 1981, Keele.
- Mollard J. D., 1973, *Airphoto interpretation of fluvial features*, Fluvial processes and sedimentation, Proc. of Hydrology Symp. Edmonton, May 8—9, 1973, 341—399.
- Ney R., 1976, *The Carpathians and plate tectonics*, Przegl. Geol. 6, 309—316.
- Niedzielski H., 1965—66, *Wiercenia w rejonie Dębna i Frydmana*, Archiwum CUG, Warszawa.
- 1971, *Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej*, Roczn. PTG 41, 2, 397—408.
- Niedźwiedź T., 1972, *Heavy rainfall in the Polish Carpathians during the flood in July 1970*, Studia Geomorph. Carp.-Balc. 6, 194—199.
- Oberc J., 1981, *Słownik tektoniczny cz. VII, Cykle, fazy, formacje tektoniczne*, Przegl. Geol. 344(12), 609—611.

- Odrzywolska-Bieńkowa E., 1976, VI Kongres Regionalnego Komitetu Stratygrafii Neogenu Śródziemnomorskiego, *Przegl. Geol.* 215—223.
- Ostaficzuk S., 1975, *Badania młodych ruchów neotektonicznych metodą zagęszczonych poziomów*, Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce 1, Warszawa listopad 1975, 77—87.
- 1978, *Fotogeologia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Oszast J., 1973, *The Pliocene profile of Domański Wierch near Czarny Dunajec in the light of palynological investigations, Western Carpathians, Poland*, *Acta Paleobot.* 14, 1, 42 p.
- Oszast J., Stuchlik L., 1977, *Roślinność Podhala w neogenie*, *Acta Paleobot.* 18, 1, 45—86.
- Ozimek W., 1975, *Próba kartometrycznego badania ruchów neotektonicznych na Podhalu*, Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce 1, Warszawa listopad 1975, 89—93.
- Pécsi M., 1977, *Geomorphological map of the Carpathian and Balcan regions (1:1 000 000)*, *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 11, 3—31.
- 1979, *Mapa geomorfologiczna dorzecza Dunaju 1:1 000 000*.
- Piotrowski J., 1978, *Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju doliny Kościeliskiej*, *Studia Geol. Pol.* 55.
- Plewa K., 1969, *Analiza pokryw zwirowych w Domańskim Wierchu*, *Folia Geogr., ser. Geogr. Phys.* 3, 101—115.
- Popow I. W., 1969, *Deformacji rzecznych ruszeń i gidrotechniczskie stroytel'stvo*, Leningrad, 363 p.
- Process in Geomorphology*, 1979, ed. Embleton C., Thornes J., London,
- Punzet J., 1978a, *Zmienność zasobów wód powierzchniowych Tatr i Podhala*, Sem. dla uczczenia 400-lecia Zakopanego pt. „Badania hydrologiczne i meteorologiczne w obszarze Tatr i Podhala”, 20 III 1978.
- 1978b, *Zasoby wodne dorzecza górnej Wisły. Przeptywy maksymalne. Zmienność przestrzenna i prawdopodobieństwa występowania*, IMGW Warszawa, Mat. Badawcze, ser. Hydr. i Oceanolog. 131 p.
- Punzet J., Trylska-Siekańska D., 1972, *Przebieg wezbrania w lipcu 1970 w zlewni górnej Wisły*, Powódź w lipcu 1970, Inst. Gosp. Wod. Warszawa 43—82.
- Radomski A., 1958, *Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego*, *Acta Geol. Pol.* 8, 3, 335—410.
- Romer E., 1929, *Tatrzańska epoka lodowa*, Wybór prac t. II, 1961.
- Roniewicz P., 1969, *Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr*, *Acta Geol. Pol.* 19, 3, 503—608.
- 1979, *Paleogen Tatr i Podhala*, *Przew.* 51 Zjazdu PTG, Zakopane 13—15 IX 1979, 57—72.
- Rühle E., 1973, *Ruchy neotektoniczne w Polsce. Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, 13—30.
- Rytlewski J., 1970, *Współczesne deformacje stałe z terenu zamku czorsztyńskiego nad Dunajcem*, *Kwart. Geol.* 14, 1, 123—130.
- Schirmer W., 1980, *Exkursionführer zum Symposium Franken Holozäne Talentwicklung — Methoden und Ergebnisse*, INQUA Symposium Franken 25—30.8.1980, Dusseldorf, 210 p.
- Schoeneich K., 1962, *Zywe procesy tektoniczne w północno zachodniej Polsce*, Szczecińskie Tow. Nauk., Wyd. Nauk. Techn. 3, 1.
- Schumm S. A., 1977, *The fluvial system*, Wiley and Sons, 338 p.
- 1980, *Some application of the concept of geomorphic thresholds, Thresholds in Geomorphology*, Ed. Coates and Vitek, 473—485.

- Sesoren A., van der Meer Mohr 1976, *Criteria to be used in lineament analysis on Landsat images*, Remote sensing application course ITC.
- Sikora W., 1976a, *On lineaments found in the Carpathians*, Roczn. PTG 46, 1—2, 3—37.
- 1976b, *Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery*, Przegl. Geol., 6, 336—349.
- Simons D. B., Richardson E. V., 1966, *Resistance to flow in alluvial channel*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 422—1, 61 p.
- Smith N., 1974, *Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream*, Journ. of Geol. 82, 205—223.
- 1978, *River gravels*, The Encyclopedia of Sedimentology, 627—629.
- Starkel L., 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich*, Pr. Geogr. IG PAN 50.
- 1969, *Climatic or tectonic adaptation of the relief of young mountains in the Quaternary*, Geol. Polon. 17, 207—229.
- 1976, *Zagadnienia młodych ruchów tektonicznych w świetle przeglądowej mapy geomorfologicznej Polski*, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, t. 2.
- 1978, *First stages of relief transformation of the young uplifted mountains*, Studia Geomorph. Carp.-Balc. 12, 45—61.
- 1980, *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000*, ark. Cieszyn.
- Starkel L., Thornes J., 1981, *Paleohydrology of river basins. Guide to the Sub-project A on Paleohydrology*, Changes in the Temperate Zone in the last 15 000 years, IGCP Project No. 158, BGRG, Techn. Bull. 28.
- Szafer W., 1952, *Młodszy trzeciorzęd Podhala i jego stosunek do plejstocenu*, Biul. PIG 66, 555—566.
- Srodoń A., 1973, *O utworach z florą plioceńską w Kotlinie Nowotarskiej i w Krościenku nad Dunajcem*, Roczn. PTG 43, 3, 301—313.
- Tectonic Development of Czechoslovakia*, 1960, Collected Papers and Tectonic Map 1:1 000 000, Praha, 224 p.
- Teisseyre A., 1977, *Meander degeneration in bed-load proximal streams: repeated chute cut-off due to bar-head gravel accretion — a hypothesis*, Geol. Sud. 12, 1, 103—120.
- 1980, *Fluvial processes on the wet Miskowice fan*, Part I: Erosion and erosional landforms, Geol. Sud. 15, 1, 67—121.
- Thornes J., 1979, *Fluvial processes*, Process in Geomorphology, ed. Embleton and Thornes, 213—271.
- Thresholds in Geomorphology*, 1980, ed. Coates and Vitek, 498 p.
- Timescales in Geomorphology*, 1980, ed. R. A. Cullingford, D. A. Davidson, L. Lewin, 360 p.
- Tricart J., 1953, *Accumulation glaciaire, fluvioglaciaire et périglaciaire*, L'exemple de la Durance, IV Congrès de l'Assoc. INQUA, Rome-Pise 1953.
- Tricart J., Vogt H., 1967, *Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux*, Geogr. Ann. 49A — 2—4, 351—366.
- Visher G. S., 1978, *Grain-size frequency studies*, The Encyclopedia of Sedimentology, 370—374.
- Watycha L., 1959, *Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala*, Przegl. Geol. 8, 350—356.
- 1967—68, *Wiercenie Koniówka IG 1*, Archiwum CUG.
- 1968—69, *Wiercenie Czarny Dunajec IG 1*, Archiwum CUG.
- 1975, *Szczegółowa mapa geologiczna 1:50 000*, ark. Nowy Targ.
- 1976, *Neogen niecki orawsko-nowotarskiej*, Kwart. Geol. 20, 3, 589—595.

- Werritty A., Ferguson R. I., 1980, *Pattern changes in a Scottish braided river over 1, 30 and 200 years*, Timescale in Geomorphology Wiley and Sons, 53—68.
- West E. A., 1978, *The equilibrium of natural streams*, Geobooks-Norwich, 205 p.
- Williams P. F., Rust B. R., 1969, *The sedimentology of a braided rivers*, Journ. of Sediment. Petrol. 39, 2, 649—679.
- Wit-Jóźwik K., 1974, *Hydrografia Tatr Wysokich*, Dok. Geogr. 5, mapa 1: 50 000.
- Włodek M., 1978, *Czwartorzęd rejonu Doliny Waksmundzkiej w Tatrach*, Biul.
- Wójcik A., Zuchiewicz W., 1979, *Dotychczasowy stan badań nad neotektoniką Karpat Zachodnich*, Przegl. Geol. 8, 458—462.
- Znamenskaja N. S., 1976, *Donnyje nanosy i rusłowyje processy*, Leningrad, 190 p.
- Zuchiewicz W., 1979, *Możliwość zastosowania analizy teoretycznego profilu podłużnego rzeki w badaniach nad młodymi ruchami tektonicznymi*, Roczn. PTGeol. 49, 3—4, 327—342.
- 1980, *Młode ruchy tektoniczne a morfologia Pienin*, Roczn. PTGeol. 50, 2, 263—300.
- 1981, *The Late Neogene — Quaternary Tectonics of the Polish West Carpathians*, Bull. of the INQUA Neotectonic Commission 4, 57—59.

## ФОРМИРОВАНИЕ РЕЧНЫХ РУСЕЛ И ТЕРРАС В УСЛОВИЯХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ПОДГАЛЯ)

### Резюме

Цель настоящей работы — найти доказательства влияния вертикальных тектонических движений на формирование аллювиальных равнин и террас. Исследования проводились в Подгале, на территории тектонического шва между Внутренними и Внешними Карпатами, с которым связано выступление подвергающихся прогибанию районов Оравской и Новотаргской котловины. Подгале — это межгорное понижение, расположенное между поясами Татр с юга и Высоких Бескидов с севера. Узкая тектоническая структура Скалицового пояса имеет широтное направление и разделяет Подгале на две части: южную, с внутренними флишевыми отложениями, и северную — с внешним магурским флишем.

В прошлом территория Подгаля подвергалась дифференцированным поднимающим движениям, в Оравской же котловине, начиная с бадена и до четвертичного периода включительно, имела место субсиденция (950 м отложений). В Новотаргской котловине, в районе прогиба Дембно-Фрыдман, плиоценовые отложения не были пробиты ниже 100 четвертичной серии. О нынешней активности эндогенных процессов свидетельствуют как результаты многократных точных нивелирований, проводившихся на южном склоне Татр и в районе Чорштына, так и зарегистрированная на территории Подгаля сейсмичность в виде ощущаемых людьми землетрясений.

Существенную часть исследования составлял анализ флювиальных процессов, влияющих на формирование современного русла и аллювиальной равнины реки Бялки, которая, имея свои истоки в Высоких Татрах, пересекает поочередно разные структурные единицы (Фиг. 15). Разветвленность р. Бялки связана, в частности, с крупным русловым материалом (фиг. 20, 21, табл. 2), транспортируемым с перекатываемых гляцифлювиальных отложений. Изменения русел и образование новых рукавов и баров (град) в паводковом русле связаны с катастрофическими течениями ряда 200 м<sup>3</sup>/сек. (при среднем годовом дебите реки 5 м<sup>3</sup>/сек.), выступающими через 6—7 лет (Фиг. 19).

Познание процессов образования аллювиальной равнины было необходимо для того, чтобы показать различия в образовании равнины в зависимости от хода долины. Тектонические влияния анализировались в разных временных масштабах, что, в свою очередь, требовало применения различных методов. В очередных главах работы тектонические влияния рассматриваются в неотектоническом, современном и актуальном масштабе (соответственно: 150 млн., 15 тыс., 150 лет).

В первой главе обсуждается роль неотектонических движений в эволюции морфоструктурных единиц Подгаля в свете спутниковых линейментов (Фиг. 1), анализа хребтовых уровней (Фиг. 2,3) и формирования четвертичных уровней террас (Фиг. 5, 6). Была констатирана связь между пределами морфоструктурных единиц и главными структурными линиями, отмеченными на спутниковых снимках; этим подтверждается блочный характер тектоники поднимаемых массивов и понижаемых котловин в Карпатах. Главные свиты фотолини-

аментов ограничивают структурные блоки, характеризовавшиеся в прошлом отдельными направлениями тектоники. В этих свитах замечается связь с миоценовым и плиоценовым вулканизмом во Внутренних Карпатах. Анализ четвертичных террас показал, что главные тектонические тенденции сохранились.

В главе второй рассматривается роль современных тектонических движений (последних 15 тысяч лет) в деле формирования младших террас, отличающихся от террас периода последнего оледенения — позднеледниковой и голоценовых (Фиг. 8, 9, 12, 14). Основная разница заключается в наличии скально-наносных террас выше соединения с Яворовым и наносных — ниже, а также в уменьшении количества наносных террас и их высоты по ходу реки Бялки. Различия между террасами, расположенными выше или ниже соединения с Яворовым, не являются доказательством дифференциации тектонических тенденций в голоцене, так как они, по-видимому, вызваны гидрологическими факторами; рассечение р. Бялки до нынешнего уровня ниже деревни Юркув было обусловлено вдвое большими дебитами по сравнению с участком, расположенным выше, питаемым с территории вдвое меньшего бассейна. Поэтому рассечение наступило здесь позже — еще в период голоцена (Фиг. 39). В свою очередь, уменьшение количества и высоты наносных голоценовых террас в соседней зоне, южнее Скалицового пояса, и ниже, в Новотаргской котловине, свидетельствует о влиянии тектонического фактора.

В главе третьей проводится анализ флювиальной среды бассейна р. Бялки (Фиг. 15) с учетом как актуальных гидрологических аспектов (Фиг. 17, 18), так и руслового материала (Фиг. 20, 21, 22, 23, 28, табл. 2, 3). Для определения изменений русел и их механизма был использован анализ аэрофотосъемок, сделанных в 1958, 1963, 1979, 1980 гг., геодезических планов 1956 и 1966 гг., кадастрового плана 1846 г. Убедительные доказательства по определению размеров изменений и перемоделирования русел в результате наводнения 1980 г. с дебитом 200—250 м<sup>3</sup>/сек. принесли фотосъемки, сделанные в 1979 г. (состояние через 6 лет после наводнения) и в 1980 г. — сразу же после наводнения. Были проанализированы русла и рельеф аллювиальных равнин на 5 избранных участках (Фиг. 26, 27, 29, 35, 36). По возрасту древостоя, покрывающего прежнее русло и отмели (бары), лучше всего доказана сложность поверхности аллювиальных равнин разветвленной реки. Изучение процесса формирования аллювиальной равнины разветвленной реки с крупной россыпью и определение различий в формировании этой равнины по ходу реки дало возможность уточнить актуальные тенденции развития русла.

В случае разветвленной реки с крупным русловым материалом рельеф аллювиальной равнины соответствует рельефу присоединявшихся в разное время различных элементов паводковых русел; это прежние острова, части отмелей и кос с характерными „швами“, связывающими седиментационные единицы, отсеченные рукава, параметры которых напоминают актуальные русла с присущими им следами ложбин и отмелей, а также узкие и глубокие, легко излученные „русла“. Последние — это незасыпанные „швы“ между подсеченным берегом ложа реки или острова с нанесенными русловыми отмелями (Фиг. 30). Сохранение рельефа прежних паводковых русел либо их элементов свидетельствует об отсутствии вертикальной надстройки этих равнин, за исключением местных явлений аккумуляции и даже размыва равнин в случае, когда благодаря агградации в русле паводковые воды заливают аллювиальную равнину многорукавной реки.

Было констатировано, что механизм изменений русел такой же на всей длине аллювиального русла р. Бялки. Различия обусловлены размерами форм и их альтернативой, зависящими, в свою очередь, от ширины русел, активных во время паводка. Длина секвенции очередных баров и плесов равна двукратной ширине русла, активного во время паводка; например, при ширине паводкового русла 75—90 м. расстояние между очередными плесами составляет 175 м.

Анализ изменчивости ширины многорукавной равнины и форм в ее пределах указывает на некоторые различия, на основании которых можно судить о направлении современного развития русла. Стремление к углублению проявляется в сохранении на аллювиальной

равнине старинных русел, параметры которых напоминают современные. Такая равнина превратилась в террасу, о чем свидетельствует ее рельеф, сохранившийся с 1846 года. Столь устойчивые (150 лет) боковые пределы миграции русел и выступление узких излученных „русел” в границах равнины свидетельствуют о равновесии русловых процессов и образовании равнины в результате сравнительно узких боковых приростов. В случае, когда сопутствующая руслам равнина очень широка, а рельеф в ее пределах молод (20—30 лет), то доминирующими являются значительные боковые миграции и авульсия. Учитывая наличие на таких участках раздвоенных русел, я назвала их конусобифуркационными. Постоянные границы их выступления в продольном профиле реки, а также трудно объяснимое присутствием флювиальной системы факторами конусо-бифуркационное образование указывают, по-видимому, на то, что они вызываются деятельностью прогибающих эндогенных современных движений.

Если в масштабе миллионов и сотен тысяч лет воздействие тектонических движений доказано — хотя возможным является только приблизительное определение темпов этих процессов — то в масштабе современных процессов, наряду с тектоническими факторами, возрастает роль климатически обусловленных флювиальных процессов. Русловые же процессы, связанные с перемещением крупного материала и вызывающие возникновение значительных денивеляций в руслах, обуславливаются флювиальными факторами, на которые эндогенные процессы не имеют прямого влияния. Тенденции развития русел (углубление, боковые миграции) проявляются за столетие или даже более короткое время. Это находит выражение в пределах и рельефе аллювиальной равнины многорукавной реки. Для того, чтобы результаты воздействия эндогенных сил смогли найти прочное выражение в рельефе хотя бы только флювиальной равнины, необходимо проанализировать промежуток времени, больше 100 лет. Поскольку направление развития русел за последних 150 лет можно считать доказанным, то о воздействии актуальных эндогенных процессов за последних 150 лет можно только догадываться. С большей дозой вероятности определение тектонических влияний можно отнести к зонам предполагаемого прогибания (конусо-бифуркационным). Констатированное в последнем 150-летию углубление русла необязательно должно являться результатом поднятия данной территории, хотя и нельзя исключить его.

*Перевод с польского  
Д. Хоровича*

## CHANNEL AND TERRACE FORMATION DUE TO DIFFERENTIAL TECTONIC MOVEMENTS (WITH THE EASTERN PODHALE BASIN AS EXAMPLE)

### Summary

The main task of this study has been an attempt at finding some proofs of influence exerted by vertical tectonic movements on formation of alluvial plains and terraces. The investigations were carried out in the Podhale Basin in the area of the tectonic seam between the Inner and Outer Carpathians connected with occurrence of subsidence areas of the Orawa and the Nowy Targ Basins. Podhale is an intermontane depression situated between the Tatra Mts. to the south and the High Beskid Mts. to the north. A narrow structure of the Klippen Belt, parallel-running, divides Podhale into the southern part with inner flysch and the northern one — with the Magura flysch.

In the past the area of Podhale underwent differentiated positive movements, as evidenced by the step-like levels of levelled ridges (Fig. 2,3), the Quaternary system of river terraces with rocky socles (Fig. 6), and deposits infilled in the Basins (Table 1). The Orawa Basin is filled with fluvial sediments and backswamps up to 950 m thick, deposited from the Badenian to the Quaternary included, and the Nowy Targ Basin in the subsiding Dębno-Frydman zone is filled with a non-bottomed series of the Pliocene and Quaternary deposits.

The present-day activity of endogenic processes is testified not only by results of repeated geodetic levellings from the southern slopes of the Tatras and from the geodetic traverse at Czorsztyn, but also by the present-day seismicity registered in the Podhale Basin as earthquakes felt by its inhabitants.

Evaluation of tectonic movements active in the past is possible on the assumption that uplifting of the area was accompanied by incision of valleys, owing to which a sequence of cyclic evolution has been registered in relief. However, estimation of speed both of uplifting and subsidence has to a high degree statistic rather than real physical value, due to irregularity of uplift/subsidence and to periodic interruptions of uplift. The second essential assumption is a conjecture that boundary zones of large morphostructural units modelled in the past have preserved their separateness.

An essential part of the investigations consisted in the analysis of fluvial mechanisms forming the present-day channels and alluvial plain of the Białka river, which having its source area in the High Tatras cuts successively across different structural units (Fig. 15). The braided pattern of the Białka is connected above all with coarse channel material (Fig. 20, 21; Table 2) supplied from re-deposited glaci-fluvial sediments. Channel changes and formation of bars and pools in the flood channel can be linked with catastrophic discharges in the range of 200 m<sup>3</sup>/s (mean annual discharge 5 m<sup>3</sup>/s), recurring every 6—7 years (Fig. 19).

Understanding of mechanisms of formation of the alluvial plain was a necessary element for demonstration of differences in the formation of the plain along the valley course. Tectonic influences were analysed in different time-scales, which in turn called for application of different methods. The consecutive chapters analyse tectonic influences in the neotectonic scale (15 million years), in the contemporaneous scale (15,000 years) and in the present-day scale (150 years).

In Chapter I the author tried to estimate the role of neotectonic movements in evolution of morphostructural units of Podhale in the light of satellite lineaments (Fig. 1), the ridge crest level analysis (Fig. 3), and formation of the Quaternary terrace levels (Fig. 5, 6). Starting from the Upper Badenian this part of the Carpathians had a strongly marked differentiation of tectonic movements, which found expression in morphology of the area. The uplift of the Tatra Mts. together with the adjacent zone of a superimposed syncline of the Eocene flysch and the narrow structure of the Klippen Belt on one side and the Magura flysch of the High Beskid Mts. on the other, was demonstrated through the analysis of reconstructed planation surfaces, arranged in tiers and connected most likely with periodical interruptions of isostatic uplift. The uplift was accompanied by subsidence of the two Basins, documented since the Badenian. Some links have been discovered to exist between the reach of morphostructural units and the main structure lines studied on satellite images, which confirms the block tectonics of the uplifted massifs and subsidence basins in the Carpathians. Main lineament complexes delimit structural blocks, characterized by distinct tectonic tendencies in the past. These complexes show connection with the Miocene and the Pliocene volcanic activity in the Inner Carpathians. The analysis of the Quaternary terraces formed in the Białka valley proved that main tectonic tendencies survived in the Quaternary. Location of zones of height decrease of terraces and their rocky socles above and below the Klippen Belt is clearly linked to complexes of structural lines revealed on satellite images and not to the older, parallel-running structure of the Klippen Belt.

Chapter II considers the role of the contemporaneous tectonic movements (last 15,000 years) in a differentiated development of terraces younger than the Last Glaciation, that is of the Late Glacial and the Holocene ones (Fig. 8, 9, 12, 14). The basic differences is occurrence of cut-and-fill terraces upstream of the junction with the Jaworowy Stream and of alluvial terraces below, and diminution of alluvial terraces in the downstream direction. Assuming a delay in incision of the Upper Białka Valley (draining 72 km<sup>2</sup>) in relation to the Białka downstream of the junction with the Jaworowy Stream (draining the area twice as large as the former), I am of opinion that the cut-and-fill system of the Holocene terraces upstream of the junction and the system of alluvial terraces below do not constitute a proof of differentiation of tectonic movements in the Holocene. The delay was caused by hydrologic factors (Fig. 39). Incision of the Białka Valley floor down to the present-day level took place below the village of Jurgów probably already in the Late Glacial period, whereas in the section conducting twice as little water incision was still at work in the Holocene.

Decrease in number and height of the Holocene alluvial terraces in the neighbouring zone south of the Klippen Belt and below in the Nowy Targ Basin betokens influences of the tectonic factor.

Chapter III covers the analysis of the fluvial environment of the Białka drainage basin (Fig. 15), that is both the current hydrologic aspects (Fig. 17, 18) and the analysis of channel material (Fig. 20, 21, 22, 23, 28; Table 2, 3). In order to recognize channel changes and their mechanism the author applied the analysis of aerial photos (1958, 1963, 1979, 1980), geodetic plans (1956, 1966), and the cadaster

of 1846. Important evidence for estimation of changes and remodelling of flood channels due to floods was supplied by aerial photos taken in 1979 (registration of the state of channels during 6 years following a big flood) and in 1980, after the last flood (discharge estimated at 200—250 m<sup>3</sup>/s). Morphology of the channel and alluvial plains was analysed in 5 selected sections (Fig. 26, 27, 29, 35, 36). Within the reach of tree-cover, differentiated in age and overgrowing old channels and bars, complexity of the braided river plain surface has the best documentary evidence. Knowledge of the way in which was formed the alluvial plain of a braided river with coarse-grain sediments and demonstration of differences in relief of this plain in the downstream direction made it possible to define the present-day tendencies in the valley floor evolution.

The braided river plain differs considerably from the better understood flood plains of meandering rivers. Gregory and Walling (1976) pointed out separateness of plains which accompany braided rivers, terming them "bar plains". Also, Van Goosen (1973) distinguished the "braided river plain". In the case of a braided river with coarse-grain channel sediments the alluvial plain contains in its relief different elements of flood channels accreted in various periods: old islands, parts of complex bars with characteristic "seams" joining sediment units, and abandoned channels with parameters resembling the actual ones, with typical traces of troughs and bars, and narrow and deep channels with a low sinuous pattern. The latter ones constitute unfilled "seams" between the undercut bank of the flood channel or an island and deposited channel bars (Fig. 30). Such seams prove existence of strong progressive vortices undercutting banks and hindering deposition of fine-grain material.

Preservation of relief of old flood channels or of their elements testifies to lack of vertical accretion of these plains, being also their essential feature. Accumulation of sands and, locally, of pebbles (20—30 cm in diameter) happens locally on the alluvial plains whenever aggradation of the channel takes place due to accumulation of 1—1.5 m thick bars. Locally there occurs also erosion of alluvial plains and back erosion in zones of increased gradient, when flood waters flowing on the alluvial plain meet traces of ancient channels. What happens then is adjustment of these forms to discharge conditions. Such processes may lead to avulsion of entire channels, thus constituting one of three types of changes of the braided river channels. The remaining two types of channel change which lead to development of the braided river alluvial plains operate in the following way. Development of a bar provokes lateral migration of the channel at the expense of either an old plain decreased by lateral erosion or of a low alluvial terrace, whereas deepening of the channel (1—1.5 m) along a 100—150 m long section deprives adjoining channels of water, thus causing disappearance of processes in these channels.

The mechanism of channel changes has been proved to be identical along the entire alluvial channel of the Białka. Differences result from size of forms and their alternation, which — in turn — depend on width of active channels during floods. Length of bars and pools sequences equals the double width of the active channel during flood i.e. with the flood channel being 70—90 m wide, the distance between consecutive pools is 175 m.

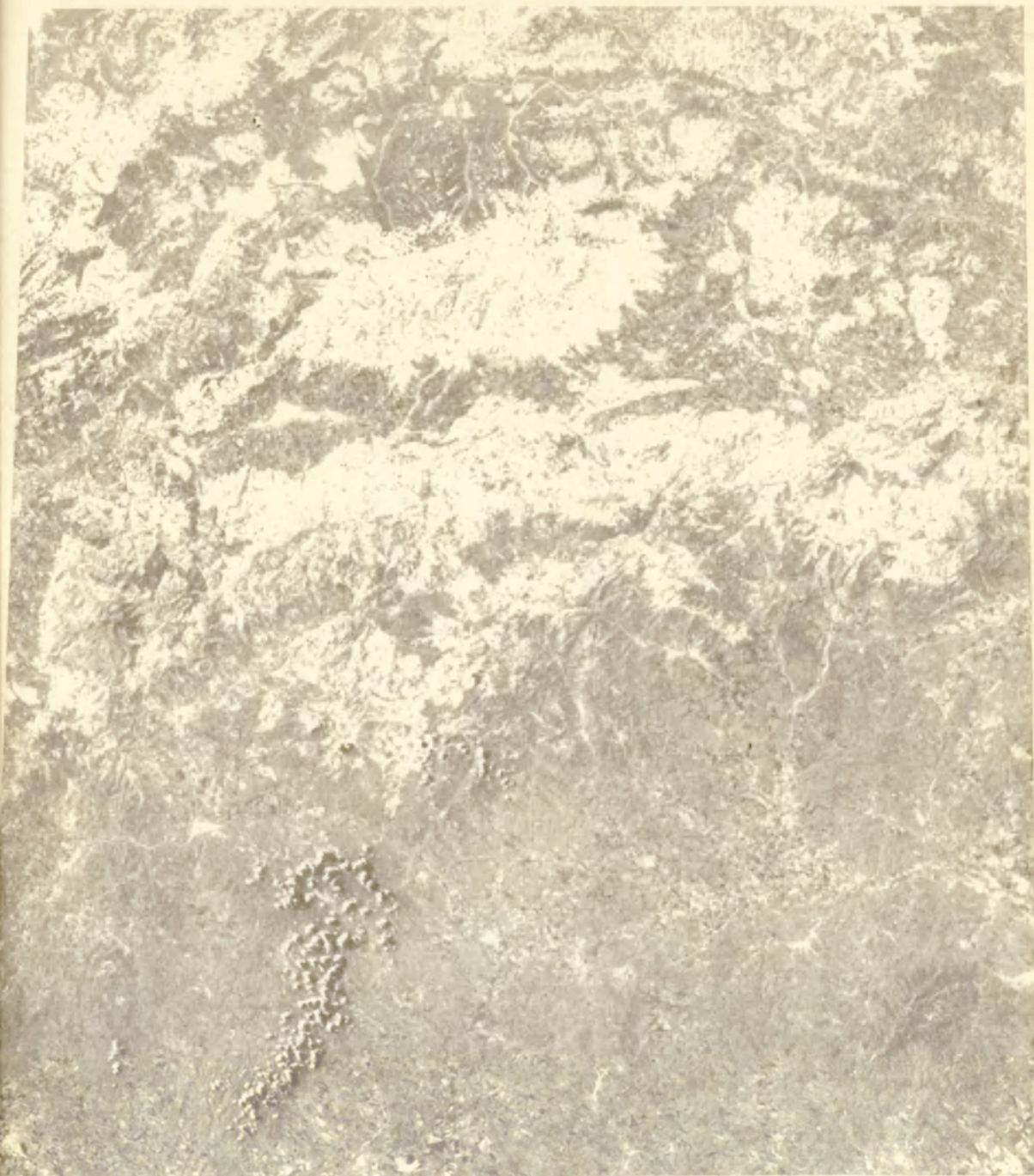
Both changeability of gradients and width of the flood channel for 500 m long sections, as well as mean fractions display a bigger differentiation than decrease of mean values downstream the river (Fig. 20, 25; Table 2). It seems that size of channel forms is influenced, apart from amount of channel forming discharges, by height of undercuts: undercuts up to 1 m high are more quickly pushed back than the undercuts 1.5—2.0 m high.

The analysis of variability of the braided river plain width and its relief reveals certain differences, which helped the author to arrive to certain conclusions about tendencies of the present-day channel evolution. The tendency to deepening is manifested by preservation of hanging channels on the alluvial plain, with parameters resembling active channels. One such plain became a terrace, which is betokened by preservation (since 1846) of an unchanged relief within the old plain. The reach of lateral channel migration, stable for 150 years, and occurrence of narrow, low sinuous channels on the plain testify to balance of channel processes and formation of the plain as a result of lateral accretion of relatively narrow elements of flood channels. Whenever the plain that accompanies channels is very wide and its relief is young (20–30 years), the predominant processes will be a considerable lateral migration and avulsion. Such sections, which — owing to occurrence of branching channels — I termed “fan-bifurcating”, have an alluvial plain only slightly lower than the surrounding Holocene terraces. It is difficult to prejudge univocally to what extent the described tendencies to deepening (or their lack) could be linked with activity of the present-day endogenic processes. Activity of current subsidence can be connected with the reach of conically bifurcational sections in the long profile, difficult to explain through operation of factors proper to the fluvial system. Occurrence of such sections in what in the past belonged to the boundary zones separating various morpho-structural units supports the thesis about tectonic reasons of occurrence of conically bifurcational sections (section of “central” bifurcation, bifurcation section at the apex of the Bialka fan at the outlet from the gorge, outlet bifurcation).

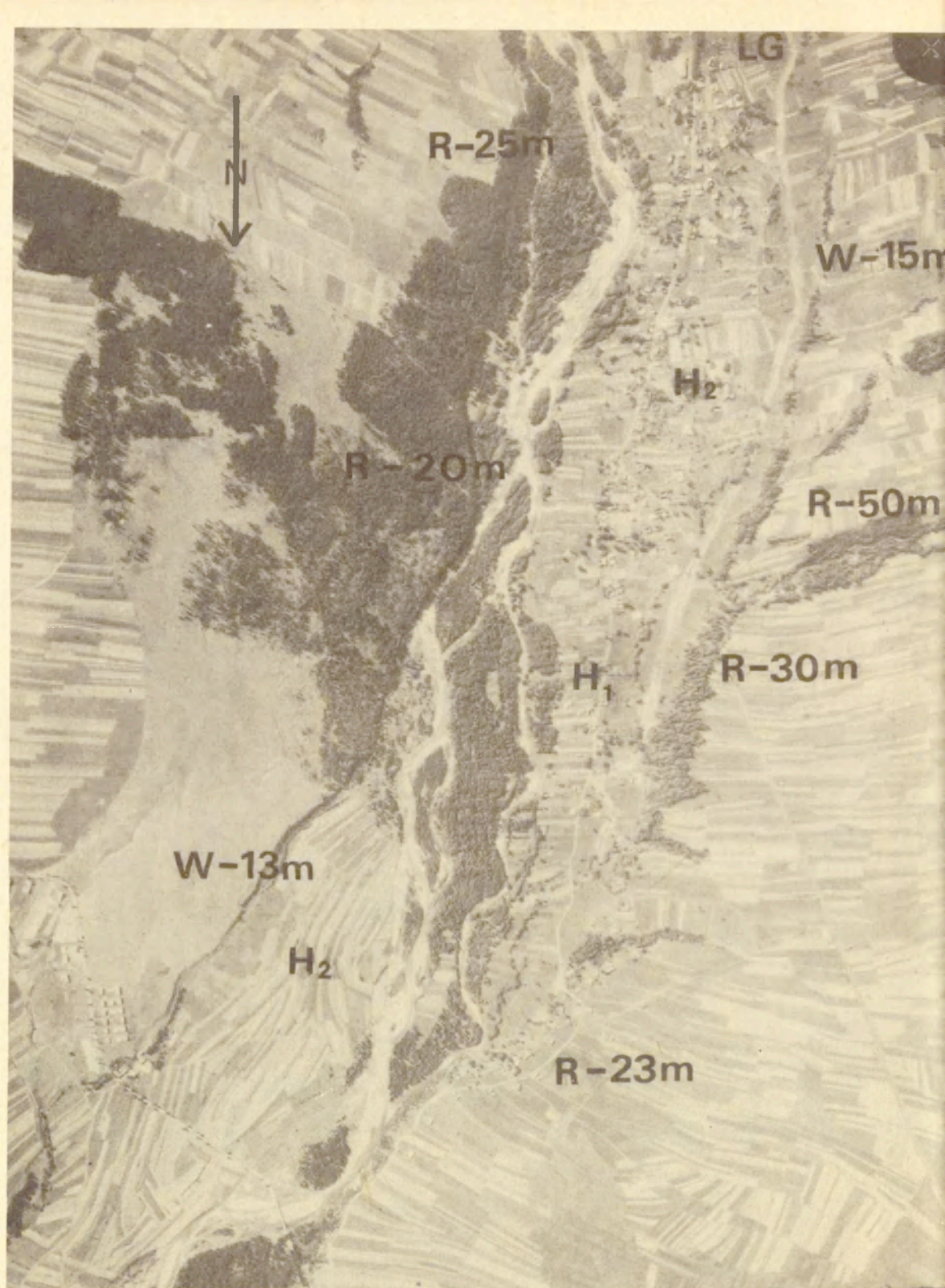
Inasmuch as in the scale of millions and hundreds of thousands of years the activity of tectonic movements has been confirmed (though only estimation of an approximate rate of these processes is possible) in the scale of contemporaneous processes the role of climatically controlled fluvial processes is increased, apart from tectonic influences. On the other hand, channel processes connected with transport of coarse-grain material and causing considerable changes in channel depths, are controlled by fluvial mechanisms, on which endogenic processes have no direct influence. Tendencies of channel development (deepening, lateral migration) come to light already in a 100-year-long or even a shorter period. This finds expression in extent and morphology of the braided river plain. A period of time over 100 years is necessary so that results of endogenic forces could find a permanent expression in relief, if only of the alluvial plain. In so far as direction of channel development over the last 150 years can be described as above, the present-day influence of endogenic processes in the last 150 years remains in the sphere of conjectures. Statement of tectonic influences refers with a higher probability to zones of presumable subsidence (conically bifurcational). The ascertained channel deepening over the last 150 years need not necessarily be an effect of uplift of the area, though it cannot be precluded as such.

*Translated by Elżbieta Chrzanowska*





Fot. 1. Zdjęcie satelitarne ERTS E-2155-08521 z dnia 26 czerwca 1975 (kanał 7)  
Satellite image ERTS E-2155-08521 of 26 June 1975 (band 7)



Fot. 2. Zdjęcie lotnicze doliny Białki w strefie granicznej między Skalnym Podhalem a Kotliną Nowotarską. Linia zmiany fotonów na wschodnim brzegu, podkreślona przez pola uprawne i podmokłe łąki z lasem, wyznacza przypuszczalnie uskok poprzeczny względem doliny. Dolina Białki w tym odcinku jest założona na linii tektonicznej. Zmiany wysokości terasy risskiej są interpretowane jako przejaw młodej tektoniki eemskiej. W dnie doliny zaznacza się bifurkacja, której początek dowiązuje do linii uskoku poprzecznego

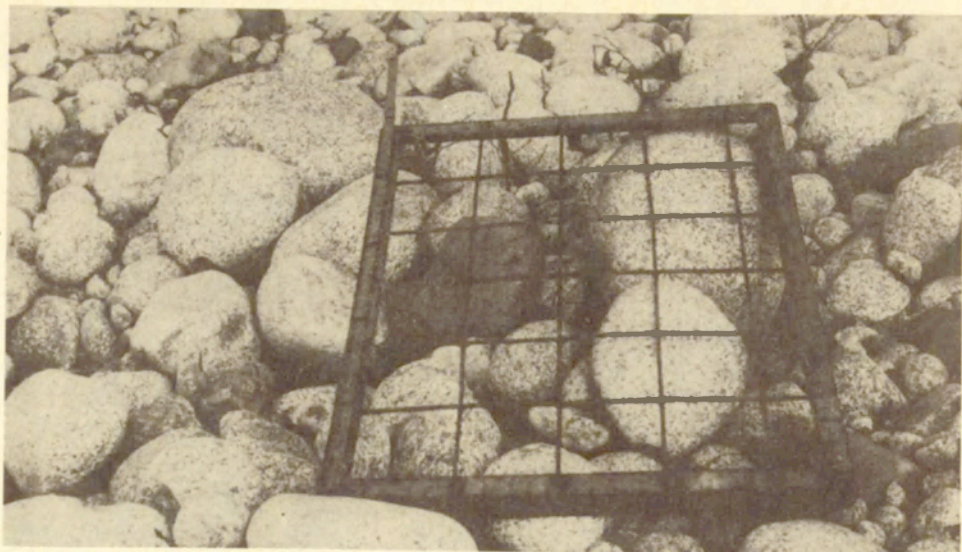
Terasy w dolinie Białki Tatrzańskiej: R – terasa risska, W – terasa wümska, LG – terasa późnoglacialna, H – terasy holoceni (H<sub>2</sub> wyższe, H<sub>1</sub> niższe). Wysokość teras w metrach nad dno doliny Białki

Air photo of the Białka Valley in the borderline zone between Skalne Podhale and the Nowy Targ Basin. The line of change of phototones on the eastern slope, accentuated by plough fields and wet meadows with forest, delimits probably a fault running transverse to the valley. In this section the Białka Valley is founded on a tectonic line. Changes of height of the Riss terrace are interpreted as manifestation of the young Eemian tectonics. In the valley bottom appears bifurcation whose beginning is linked with the line of the transverse fault. Terraces of the Białka Valley (Tatra Mts): R – Riss terrace, W – Würm terrace, LG – late glacial terrace, H – holocene terrace (H<sub>2</sub> – upper, H<sub>1</sub> – lower). The height of terraces in meters over bottom of the Białka Valley

Fot. 3. Sianie materiału korytowego na sitach o średnicy 12, 8, 4 cm w celu oznaczenia składu mechanicznego poprzez ważenie

Sieving of channel material on sifts 12, 8, and 4 cm in diameter in order to define the grain size composition by weighing





Fot. 4. Przykład ułożenia dużych głazów o średnicy około 50 cm (kwadraty sita o boku 12 cm). Kierunek prądu wyznacza metr składany. Duże głazy układają się w formie zimbrykowanych ogonów zgodnych z kierunkiem prądu

An exemplary fabric of large boulders, ca 50 cm in diameter (side of the sift squares = 12 cm). Flow direction is indicated by the folding rule. Large boulders are arranged in the form of imbricated tails corresponding to flow direction

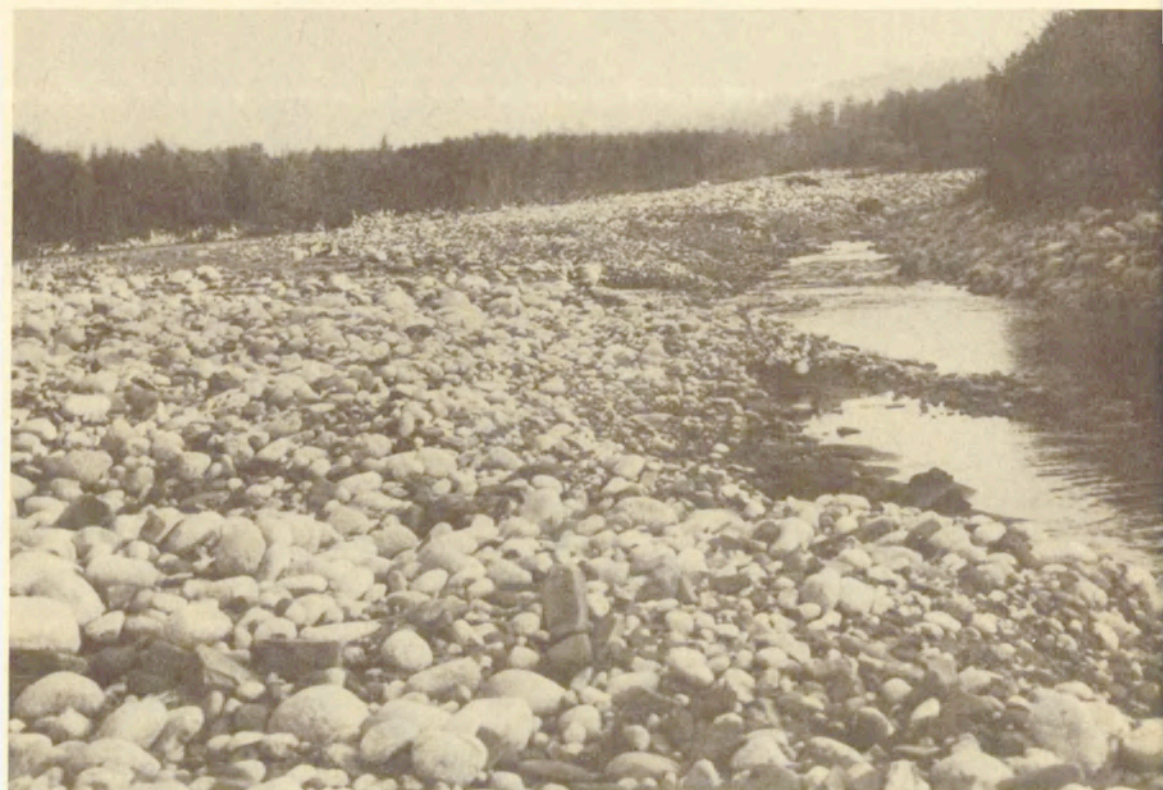
Fot. 5. Koryto Białki w Jurgowie. Skośny próg rumowiskowy stanowi wynurzone czoło lachy. Schodowy profil koryta z sekwencją bystrzy i plos

The Białka channel at Jurgów village. An oblique debris step constitutes the emerged bar front. The channel profile is step-like with the sequence of riffles and pools

Fot. 6. Opuszczone koryto Białki w Jurgowie z progiem skalnym. Wyraźna imbrykacja dobrze otoczonych głazów o średnicy około 50 cm.

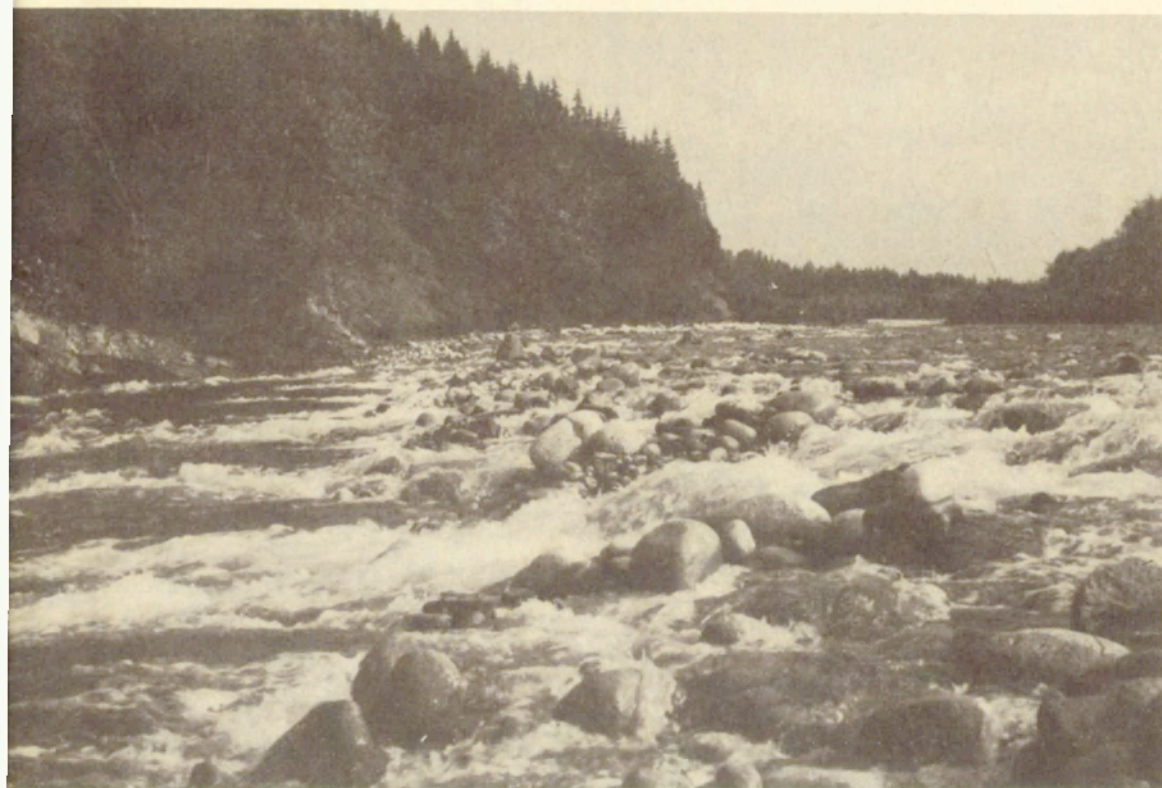
The abandoned Białka channel at Jurgów village with a rocky step. Distinct imbrication of well-rounded boulders, ca 50 cm in diameter on the average





Fot. 7. Koryto powodziowe we wsi Białka Środkowa. Na pierwszym planie rynna marginalna utworzona między usypaną łachą środkową a podcinanym brzegiem. Tworzeniu łachy środkowej towarzyszyło cofanie przeciwnego brzegu, porośniętego 6-letnimi olchami o wysokości 10–20 m. Przykład bocznego przesuwania koryta

The flood channel at Białka Środkowa village. In the foreground a marginal trough formed between the deposited central bar and the undercut bank. Formation of the central bar was caused by the 1980 flood. Below the step a deep erosional trough



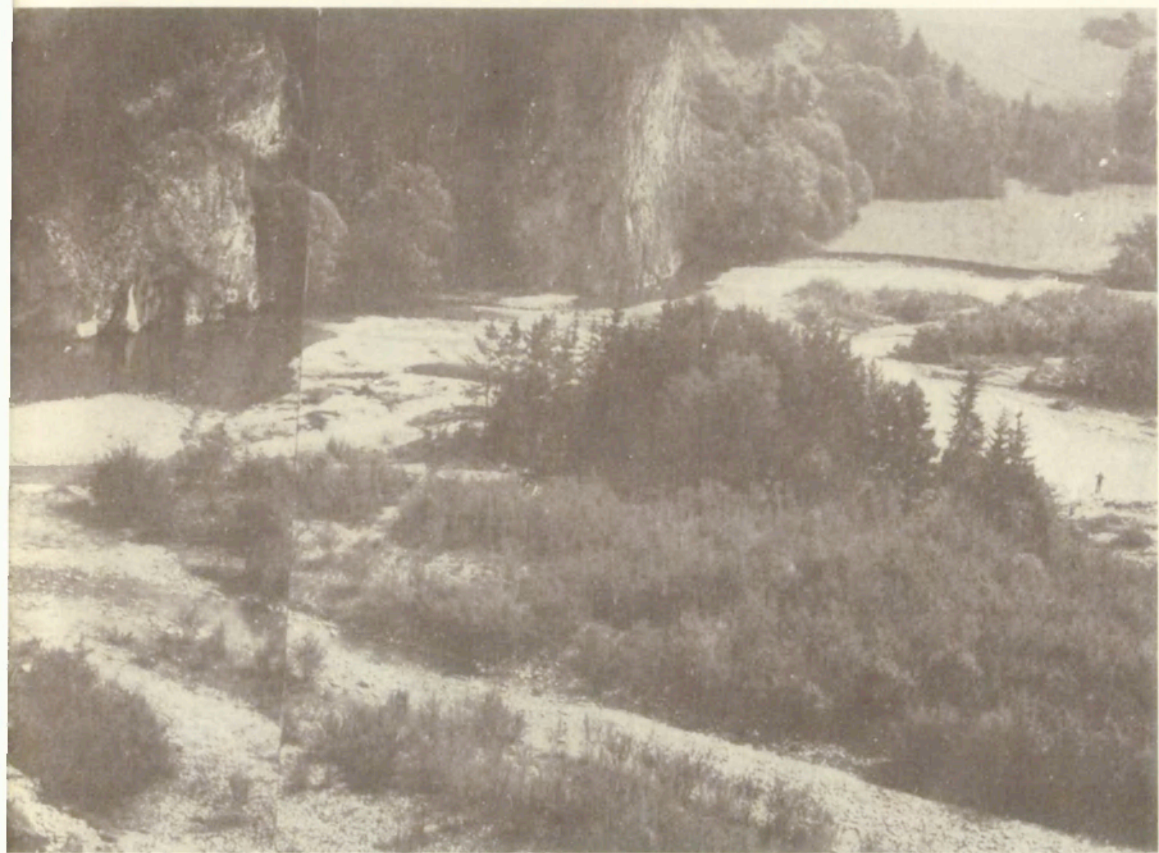
**Fot. 8. Skośny próg rumowiskowy wysokości 1 m rozcinany drobnymi rynnami. Próg stanowi czoło akumulacji – agradacja około 0,5 m spowodowana powodzią 1980 r. Poniżej progu głęboka rynna erozyjna**

**A oblique debris step 1 m high, dissected by chutes. The step constitutes front of accumulation – aggradation ca 0.5 m**



Fot. 9. Przełom Białki przez Pas Skalicowy. Stan koryt po powodzi 1980 r. Równina aluwialna z płatami leżące na lachach wskazują kierunki prądu w rzece roztokowej tworzącej

The Białka gorge in the Klippen Belt. State of channels after the 1980 flood. The alluvial plain with lying on bars point to flow directions in the braided river, which forms bars.



roślinności o różnym wieku. Nowe lachy świadczą o pseudomeandrowym procesie korytowym. Drzewa lachy, bystrza i płosa. Widoczne rynny marginalne i złożoność budowy lach

patches of vegetation of various age. New bars prove existence of the pseudo-meandering process. Trees riffles and pools. Marginal troughs and a complex structure of bars can also be seen



Fot. 10. Zdjęcie lotnicze ukazujące roztokowe koryta Bialki przed powodzią 1980 r. Odcinek długości 850 m między Dębem a Nową Białą. Łachy porośnięte wiklinami i olchami 4–5-letnimi

Air photo showing braided channels of the Bialka before the 1980 flood. The 850 m long section between Dębno and Nowa Biala. Bars are overgrown with 4–5-year-old osiers and alders



Fot. 11. Zdjęcie lotnicze ukazujące roztokowe koryta Białki po powodzi 1980 r. Odcinek ten sam co na fotografii 10. Widoczne nowo utworzone koryta z nowym systemem łach i płos. Na równinie aluwialnej oraz na powierzchni najmłodszej terasy „0” widoczne ślady dawnych koryt i łach.

Air photo showing braided channels of the Bialka after the 1980 flood. The same section as in Photo 10. Visible newly created channels with a new system of bars and pools. On the alluvial plain and on the surface of the youngest "0" terrace appear traces of old channels and bars



Fot. 12. Łóżysko Białki powyżej mostu Dębno-Frydman. Koryto z lewej utworzone podczas powodzi 1980 r. kosztem erozji podcinanego brzegu z lasem 50-letnim. Koryto z prawej częściowo opuszczone wskutek aggradacji około 0,5 m

The Białka bed up of the Dębno-Frydman bridge. The channel on the left was formed during the 1980 flood at the expense of erosion of the undercut bank with the 50-year-old forest.

The channel on the right is partly abandoned due to aggradation ca 0.5 m

Fot. 13. Ujściowy odcinek Białki do Dunajca po powodzi 1980 r. W głębi południowe skłony Gorców. Na powierzchni łach akumulacja gałęzi i związane z nią cienie piaszczyste świadczą o kierunku prądu. Koryto z lewej pogłębione w ostatniej fazie powodzi wskutek czego koryto prawe zostało opuszczone

The mouth section of the Białka flowing into the Dunajec after the 1980 flood. In the background southern slopes of the Gorce Mts. On surface of bars accumulation of branches and sand shadows related to it indicate flow direction. The channel on the left was deepened in the last phase of the flood, due to which the right channel was abandoned



121. Wójcik Z., *Charakterystyka siedlisk polnych na pogórzu Beskidu Niskiego metodami biologicznymi*, 1976, s. 111, 3 il., z1 25,—
122. Gerlach T., *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*, 1976, s. 116, 22 il., 8 fot., z1 30,—
123. Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska-Starkłowa B., *Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (metoda charakterystyki reżimu termicznego gór)*, 1977, s. 101, 32 il., z. 25,—
124. Banach M., *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, 1977, s. 101, 36 il., 38 fot., 3 zał., z1 27,—
125. Praca zbiorowa pod redakcją L. Starkla, *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, 1978, s. 165, 35 il., z1 36,—
126. Kozłowski S. J., *Zielona Góra. Funkcje miasta i ich powiązania z zapleczem*, 1977, s. 98, 24 il., z1 22,—
127. Praca zbiorowa pod redakcją J. Kostrowickiego, *Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski, 1950—1970*. 1976, s. 512, 304 il., z1 120,—
128. Rykiel Z., *Miejsce aglomeracji wielkomiejskich w przestrzeni społeczno-gospodarczej Polski*, 1978, s. 77, 21 il., z1 20,—
129. Rogalewska B., *Tendencje lokalizacyjne zakładowych ośrodków wczasowych w Polsce do 1971*, 1978, s. 109, 17 il., 5 zał., z1 34,—
130. Grześ M., *Termika osadów dennych w badaniu jezior*, 1978, s. 96, 38 il., z1 22,—
131. Krawczyk B., *Bilans cieplny ciała człowieka jako podstawa podziału bioklimatycznego obszaru Iwonicza*, 1979, s. 71, 11 il., z1 15,—
132. Drozdowski E., *Deglacja dolnego Powiśla w środkowym Würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów*, 1979, s. 103, 12 il., 25 fot., z1 30,—
133. Rozłucki W., *Modernizacja rolnictwa tradycyjnego na przykładzie „zielonej rewolucji” w Indiach*, 1979, s. 97, 20 il., z1 21,—
134. Szyrmer J., *Przemiany struktury przestrzennej produkcji towarowej rolnictwa indywidualnego w Polsce w latach 1960—1970*, 1980, s. 95, 25 il., z1 20,—
135. Dębski J., *Integracja wielkich miast w Polsce w zakresie powiązań towarowych*, 1980, s. 127, 22 il., z1 30,—
136. Praca zbiorowa pod redakcją K. Klimka i L. Starkla, *Vertical zonality in the Southern Khangai Mountains (Mongolia)*, t. 1, 1980, s. 107, 22 il., 10 fot., z1 38,—
137. Praca zbiorowa pod redakcją L. Starkla i A. Kowalkowskiego, *Environment of the Sant valley (Southern Khangai Mountains)*, t. 2, 1980, s. 104, 27 il., 21 fot., z1 45,—
138. Krzymowska-Kostrowicka A., *Terytorialny system rekreacyjny. Analiza struktury i charakteru powiązań*, 1980, s. 121, 34 il., z1 30,—
139. Praca zbiorowa pod redakcją A. S. Kostrowickiego, *Wybrane zagadnienia teorii i metod oceny oddziaływania człowieka na środowisko*, 1981, s. 119, 10 il., z1 30,—
140. Praca zbiorowa pod redakcją K. Dziewońskiego i P. Korcellego, *Studia nad migracjami i przemianami systemu osadniczego w Polsce*, 1981, s. 267, 63 il., z1 82,—
141. Praca zbiorowa pod redakcją M. Rościszewskiego, Y. S. Mashbitsa i Z. Siemek, *Third World, geographical problems of development. Proceedings of the III Polish—Soviet Seminar*, Warsaw, September 1979. 1981, s. 121, z1 50,—
142. Słupik J., *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, 1981, s. 98, 34 il., 10 fot., z1 32,—
143. Froehlich W., *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, 1982, s. 144, 68 il., 17 fot., z1 120,—

Cena zł 110.—

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 83-04-01585-4

<http://rcin.org.pl>

# M. BAUMGART-KOTARBA: KSZTAŁTOWANIE KORYT I TERAS RZECZNYCH

<http://icm.org.pl>